

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

09. Mai 1995

Z 945-1

66b

BERICHTE

aus dem

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK



Nr. 55

**Strömungssortierung quartärer Sedimente
des Europäischen Nordmeeres:
Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen**

KLAUS MICHELS

CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL · 1995

z 945

Nr. 55

**Strömungssortierung quartärer Sedimente
des Europäischen Nordmeeres:
Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen**



Klaus Michels

[Diss.]

INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung.....	1
Abstract.....	3
1. Einleitung und Zielsetzung.....	5
2. Grundlagen.....	9
2.1. Das Europäische Nordmeer.....	9
2.1.1. Physiographie.....	9
2.1.2. Hydrographie.....	9
2.2. Sedimente des Europäischen Nordmeeres.....	13
2.3. Strömungsmechanismen.....	14
2.3.1. Turbidite und andere gravitative Ströme.....	14
2.3.2. Contourite.....	16
2.4. Tiefsee-Strömungen.....	17
2.5. Sedimenttransport im Europäischen Nordmeer.....	18
2.6. Rekonstruktion von Strömungsintensitäten.....	19
2.7. Sinkgeschwindigkeits-Analysen.....	19
2.8. Theorie des Sedimenttransports.....	20
2.8.1. Transport und Ablagerung.....	22
2.8.2. Hydrodynamische Parameter.....	23
2.8.3. Strömungsmechanische Grundlagen.....	24
3. Methodik.....	27
3.1. Probenmaterial.....	27
3.2. Probennahme und -aufbereitung.....	27
3.3. Analysemethoden.....	28
3.3.1. Sand-Sedimentationswaage.....	29
3.3.2. Separator.....	34
3.3.3. SediGraph.....	36
3.3.4. Silt-Sedimentationswaage.....	37
3.3.5. Lasergranulometer.....	37
3.3.6. Fazit der Feinfraktionsmessungen mit unterschiedlichen Methoden.....	38
3.3.7. Bildanalysesystem.....	38
3.4. Auswertung polymodaler Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen - Beispiele.....	38
3.4.1. Experimentell-analytische Methode zur Zerlegung von polymodalen Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen.....	39
3.4.2. Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen strömungsbeeinflusster Sedimente.....	43
3.4.3. Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen strömungsbeeinflusster Sedimente.....	56
3.4.4. Bestimmung hydrodynamischer Parameter.....	57

3.4.5.	Turbidite.....	65
3.4.6.	Korngrößen- bzw. Sinkgeschwindigkeitsberechnung	68
3.4.7.	Wellenbeeinflusste Sedimente.....	68
4.	Ergebnisse	71
4.1.	Strömungsintensitäten	71
4.1.1.	Oberflächenproben.....	71
4.1.2.	Wellenbeeinflusste Sedimente.....	77
4.1.3.	Turbidite.....	78
4.1.4.	Letztes Glaziales Maximum.....	82
4.1.5.	Strömungsintensitätsprofile.....	83
4.2.	Zeitreihenanalysen	88
4.3.	Strömungsintensität vs. Lithofazies	89
4.4.	Statistischer Vergleich der Strömungsintensität mit anderen Parametern.....	92
5.	Interpretation und Diskussion	97
5.1.	Interpretation der anhand von Oberflächenproben rekonstruierten Strömungsintensitäten.....	97
5.1.1.	Vergleich Rezent - LGM: Interpretation	98
5.2.	Interpretation der Strömungsintensitäts-Zeitreihen	98
5.2.1.	Nördliche Kerntraverse.....	98
5.2.2.	Interpretation der nördlichen Kerntraverse im Überblick.....	100
5.2.3.	Südliche Kerntraverse	100
5.2.4.	Interpretation der südlichen Kerntraverse im Überblick	102
5.2.5.	Interpretation der Ergebnisse der Spektralanalyse.....	103
5.3.	Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres	103
5.4.	Paläo-ozeanographische Interpretation und Diskussion der rekonstruierten Strömungsintensitäten.....	105
5.4.1.	Vøring-Plateau, Jan-Mayen-Bruchzone und Island-Plateau	105
5.4.2.	Framstraße, Knipovitch-Rücken und Boreasbecken	107
5.4.3.	Grönlandbecken	108
6.	Schlußfolgerungen und Ausblick.....	109
7.	Liste verwendeter Symbole	111
8.	Literaturverzeichnis.....	113
	Dank	
	Liste der Abbildungen und Tabellen	
	Liste der Gleichungen	
	Anhang	

ZUSAMMENFASSUNG

Sinkgeschwindigkeits-Analysen von hemipelagischen quartären Sedimenten aus dem Europäischen Nordmeer ergeben uni- und polymodale Verteilungen. Die Art der Verteilung resultiert aus der Partikelvergesellschaftung in der Probe, die wiederum sämtliche Eintragsmechanismen und Veränderungsprozesse widerspiegelt, die zur Entstehung des Sedimentes an der Probenlokalität geführt haben. Zu diesen Mechanismen und Prozessen gehören der Eintrag von Partikeln aus benthischer und planktischer Produktivität, der Eintrag von meereis- und eisbergtransportiertem Material, die Veränderung der Zusammensetzung durch benthische Organismen, chemische Prozesse, die zur stofflichen Veränderung des Sedimentes beitragen und Akkumulations- und Erosionsprozesse von gravitativen und geostrophischen Strömungsereignissen.

Ein neu entwickeltes Analyseverfahren ermöglicht es, die Auswirkungen von Strömungen in den Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grobfraction von den Merkmalen nicht-strömungsbeeinflusster Sedimentkomponenten weitgehend zu trennen. Auf der Basis von Formeln zum Sedimenttransport wird aus den Sinkgeschwindigkeiten und Korngrößenmessungen strömungssortierter Partikelvergesellschaftungen eine kritische Strömungsgeschwindigkeit errechnet, die Ursache der Sortierung gewesen ist. Diese liegt für zahlreiche Proben über den bisher angenommenen Strömungsgeschwindigkeiten in der Tiefsee von wenigen cm/s; die in Verankerungen bodennah gemessenen Maximalwerte von Strömungsgeschwindigkeiten bestätigen jedoch die Größenordnung der rekonstruierten Strömungsintensitäten.

In 9 Kernen aus verschiedenen Gebieten des Europäischen Nordmeeres zeigen die Strömungsintensitäten in den Glazial- und Deglazialzeiten zum Teil um ein mehrfaches höhere Werte als in den Interglazialzeiten. Die Differenz zwischen kalt- und warmzeitlichen Strömungsintensitäten ist dabei in Kernen vom norwegischen und dem Spitsbergen-Kontinentalhang größer als bei Kernen von der Jan-Mayen- oder Grönland-Bruchzone und aus dem Boreasbecken. Dies wird einerseits auf Bodenwasserbildungsprozesse durch Meereisbildung im Schelfbereich zurückgeführt, die während der Glazialzeiten verstärkt stattfanden; andererseits haben vor allem in Glazial- und Deglazialzeiten gravitative Strömungen, Turbidite und Dichteströme, die durch erhöhte Akkumulation eistransportierten Materials im Schelfbereich gehäuft auftraten, höhere Strömungsintensitäts-Signale im Sediment verursacht. Die Spektralanalyse der Strömungsintensitätskurven zeigt, daß die Schwankungen einerseits klimatisch gesteuert sind, andererseits ist aber auch ein breites Spektrum hochfrequenter Schwingungen zu beobachten, die vorwiegend durch über- oder unterdurchschnittlich intensive Einzelereignisse bedingt sind. Die Faktorenanalyse und Korrelation der Strömungsintensität mit Grob- und Feinfraktionsanteil sowie dem Karbonatgehalt zeigt häufig einen signifikanten Zusammenhang zwischen der Strömungsintensität und einer Komponenten- und Korngrößenfraktion, der z. B. durch Restsedimentbildung oder Feinfraktionsakkumulation einen deutlichen Einfluß der Strömungsintensität auf die Zusammensetzung des Sedimentes belegt. Dieser Einfluß ist in Glazial- und Interglazialzeit jeweils unterschiedlicher Art und Natur.

Die Sortierungscharakteristika der Strömungen, die einzelnen Prozessen zugeordnet werden, belegen für das Vøring-Plateau und die östliche Framstraße ein Vorherrschen gravitativer Strömungsprozesse durch gehäuftes Auftreten von Turbiditen in Kaltzeiten, während in Warmzeiten häufiger thermohaline Strömungen zu contouritischer Sortierung und Restsedimentbildung im Sediment führten. Im westlichen Teil des Europäischen Nordmeeres ist dieser Trend weniger stark ausgeprägt; dies hat vermutlich seine Ursache in geringerer Akkumulation eistransportierten Materials in glazialen Phasen auf den Schelfen, da die Gletscher nicht bis auf die Schelfe reichten, und so gravitativer Transport von Sediment in Rutschungen, Dichteströmen und Turbiditen seltener war.

Bei der Ermittlung der maximalen Strömungsintensitäten an den rund 110 bearbeiteten Oberflächenproben stellte sich an verschiedenen Lokalitäten der dominierende Einfluß unterschiedlicher Faktoren auf das Sediment heraus:

Im Bereich der Spitsbergenbank ist das Sediment entscheidend von tidalen Strömungen und Sturmereignissen beeinflusst, die bis in Wassertiefen von mehreren hundert Metern wirken können.

Für große Gebiete des Europäischen Nordmeeres, vor allem weite Bereiche des Lofoten- und Norwegenbeckens, ist der Charakter der Strömungsbeeinflussung akkumulativ, d. h. Sediment wird durch Strömungen überwiegend in diese Bereiche eingetragen. Hier sinken biogene und eistransportierte Partikel aus den obersten Schichten des Wasserkörpers zu Boden, werden aber vielerorts durch Strömungen überprägt. Diese Strömungen, die auch hier bis zu 15 cm/s erreichen können, sind geostrophisch oder auch gravitativ bedingt; Turbidite und abströmende dichte Wassermassen können mit ihren distalen Ausläufern durchaus auch zentrale Beckenpositionen erreichen.

An den Kontinentalhängen prägen vielerorts bis in die Becken hinein Turbidite die Zusammensetzung des Sedimentes. Das Kriterium der 'Autosuspension' (kann ein Turbidit das vorhandene Sediment bei der vorhandenen Hangneigung in Suspension halten?) für Turbidite wurde verwendet, um zu testen, ob gute Sortierung auf Turbidite zurückzuführen ist oder ob möglicherweise Contourite Ursache der Sortierung sind. Für die bei weitem überwiegende Anzahl der Probenpositionen im Bereich des grönländischen Kontinentalhanges und den angrenzenden Beckenbereichen können turbiditische Prozesse als Ursache für die Sortierung angenommen werden. Diese Ergebnisse werden durch in der Literatur beschriebene Beobachtungen von zahlreichen kleineren und auch großen Rinnen am grönländischen Kontinentalhang, die häufig auf Parasound-, 3.5 kHz- oder Seitensicht-Sonar-Aufnahmen erscheinen, bestätigt.

Contourströme treten vor allem im östlichen Teil der Framstraße und auf dem Vøring-Plateau auf und sind durch gut sortierte Sedimente und Restsedimente vertreten, die den erosiven Charakter beständig hoher Strömungsgeschwindigkeiten zeigen.

ABSTRACT

Settling velocity analyses of numerous sediment surface samples and of core samples from the oxygen isotope stages 6, 5, 2 and 1 reveal uni- and polymodal distributions that result from the composition by different particle assemblages. These assemblages are the product of different processes and reflects planktic and benthic communities, ice-rafted detritus and, last but not least, current influence on the sediment.

A new analysis method makes it possible to separate the effect of current influence from other effects and to calculate a maximum paleocurrent intensity from the separated current induced distribution. This current intensities can be significantly higher than mean current velocities measured in moorings.

The reconstructed current intensities of 110 surface and several hundred core samples show three main sources of current influence: tides, thermohaline-induced contourites and gravitationally induced turbidites.

Surface sediments on the Spitsbergen Bank are influenced mainly by tidal currents and storm events that affect the sediment to a water depth of several hundred meters.

Large areas of the northern North Atlantic, mainly in the basins, show Holocene sediment accumulation with only occasional current influence caused by gravitational and geostrophic events. Sorted sediment is found in many places on the continental slope. If this is caused by turbidity or contourite currents, has been tested with consideration of the 'autosuspension criterion' in response to the slope: if the slope is steep enough to keep the sediment in autosuspension, the probability that the sediment is turbidity sorted is very high; if not, a contourite is thought to have sorted the sediment. It is shown that most of the sediments from the Greenland continental slope are turbidity sorted whereas contourite sorting prevails in samples from the eastern Fram Strait and the Vøring Plateau.

In profiles of 9 cores from the northern North Atlantic the reconstructed current intensities show higher values in glacial than in interglacial periods. The difference between mean glacial and mean interglacial current intensities is larger in cores from the continental slopes and adjacent basin areas in the eastern part than that in cores from the western part. This may be caused by intensified bottom water generation and higher sedimentation rates of ice-rafted detritus on the Norwegian continental shelf during glacial times; this induced more frequent gravitational downslope transport by slumps, slides, density current and turbidity currents.

Spectral analysis of these profiles shows on the one hand Milankovitch cycles as a driving force of the currents; on the other hand a broad spectrum of higher frequency oscillations is seen in the profiles; this possibly reflects fluctuations of the ice edge.

Factor analysis and correlation of current intensities with the contents and carbonate content of the coarse and fine fractions shows a significant correlation between the current intensities and the lithologic assemblage of the samples.

1. EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG

Hemipelagische und pelagische Sedimente werden entscheidend durch die klimatischen Umweltbedingungen am Ablagerungsort geprägt. Aus den Sedimenten läßt sich daher durch Analyse unterschiedlicher sedimentologischer und geochemischer Parameter die Entstehungsgeschichte und das Paläoklima rekonstruieren (KELLOGG 1980, THIEDE *et al.* 1986, HENRICH *et al.* 1989, HENRICH 1992 und Zitate darin). Voraussetzung für eine gut rekonstruierbare Klimageschichte sind weitgehend ungestörte Sedimentkerne und/oder eine genaue Kenntnis der Auswirkungen und Ausmaße von Störungseinflüssen auf die pelagische Sedimentation. Pelagische Sedimentation bezeichnet hierbei ein vertikales 'Abregnen' biogener und in marinen Sedimentationsräumen hoher Breiten auch eistransportierter Partikel, Aggregate und Pellets aus der Wassersäule in distaler Lage zu Gebieten starker topographischer Gradienten, weitgehend ohne Resuspensions- und Umlagerungsprozesse von einmal sedimentierten Komponenten. Hemipelagische Sedimentation findet in Tiefseebereichen in der Nähe zu Kontinentelhängen und ozeanischen Rückenstrukturen statt. Hier mischt sich die pelagische Sedimentation mit terrigenen und marin-biogenen Sedimenten, die durch gravitative Strömungsprozesse direkt oder durch gravitativ induzierte Resuspension, z. B. durch dichte Bodenwässer eingetragen werden (CHAMLEY 1990). Ein weiterer Eintragsmechanismus ist der Transport von Partikeln durch geostrophische Strömungen (CHAMLEY 1990). Sowohl gravitative als auch geostrophische Transportereignisse können Sediment resuspendieren, erodieren und transportieren, um sie andernorts wieder abzulagern. Bei diesem Umlagerungsprozeß findet eine Sortierung der Partikel in Abhängigkeit von ihrer Transportierbarkeit statt. Stark ausgeprägte Ereignisse der genannten Sedimentationsvorgänge hinterlassen als Folge dieser Sortierung im Sediment charakteristische Spuren in Form von z. B. nach oben feiner werdenden Sequenzen bei turbiditischer Ablagerung oder besonders grobem Sediment mit niedrigen Feinfraktionsanteilen bei Restsedimentbildung in Folge intensiver contouritischer Strömungen; diese stark ausgeprägten Ereignisse sind in Sedimentprofilen optisch ohne Hilfsmittel erkennbar, wenn das abgelagerte Sediment eine entsprechend große Mächtigkeit hat.

Weniger stark ausgeprägte gravitative und geostrophische Sedimentationsereignisse, die nur geringmächtige Ablagerungen hinterlassen, haben ebenfalls einen beträchtlichen Einfluß auf den Transport von Sedimentpartikeln bis hin zur Sandfraktion und damit auf die Sedimentzusammensetzung, der jedoch in einer optischen Beschreibung der Sedimente häufig nicht mehr identifizierbar ist (z. B. auf Grund der geringen Mächtigkeit und der bioturbaten Zerstörung der Sedimentstrukturen). Ziel dieser Arbeit ist es, mit Hilfe der Analyse von hochauflösenden Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen mariner Sedimente Sortierungscharakteristika zu extrahieren, die infolge der Beeinflussung des Sedimentes durch Strömungen entstanden sind; aus diesen Sortierungscharakteristika sollen Strömungsintensitäten rekonstruiert werden, die diese Sortierung bewirkt haben.

Diese Untersuchungen werden exemplarisch an quartären Sedimenten des

Europäischen Nordmeeres durchgeführt, die überwiegend hemipelagischen Charakter haben (HENRICH 1992). Je nach Ablagerungsraum zeigen diese Sedimente z. T. erhebliche Beeinflussung durch gravitative und geostrophische Ablagerungs- und Erosionsmechanismen, die häufig nur schwache Spuren im Sediment hinterlassen. Zu den Zielen dieser Untersuchung gehören:

- die Analyse, ob in den Sedimenten Strömungsbeeinflussung vorliegt und wenn ja, welcher Mechanismus ihr zugrunde liegt,
- die Quantifizierung dieser Strömungsbeeinflussung und der Vergleich mit rezenten Strömungsmessungen,
- die räumliche Abgrenzung von Einflußbereichen gravitativer oder geostrophischer Prozesse im Rezenten anhand eines dichten Oberflächenprobennetzes,
- die zeitliche Veränderlichkeit der gravitativen und geostrophischen Prozesse in den Sauerstoffisotopen-Stadien 6 und 5 im Vergleich mit 2 und 1 (hochauflösender Vergleich des Ablaufs der letzten zwei Glazial-, Deglazial- und Interglazialphasen) und
- die paläoozeanographischen Implikationen der Untersuchungsergebnisse.

Die Untersuchungen stützen sich auf ein relativ dichtes Netz von rund 120 Oberflächenproben und zahlreiche Proben der zwei letzten Glazial-/Interglazialzyklen, um einerseits den rezenten Zustand hochauflösend zu erfassen und andererseits in hochauflösenden Zeitreihen die Abläufe zweier Glazial-, Deglazial- und Interglazialzyklen zu messen und Mechanismen, Ursachen und Unterschiede besser verstehen zu können.

In den folgenden Kapiteln wird zunächst die physische und ozeanographische Struktur des Arbeitsgebietes vorgestellt. Anschließend (in Kap. 2) folgen die Grundlagen über Sedimentzusammensetzung, Strömungs- und Transportmechanismen und die strömungsmechanischen Grundlagen, die zum Verständnis des methodischen Ansatzes dieser Arbeit wichtig sind. Das Methodik-Kapitel (Kap. 3) erläutert und beschreibt im Detail Probennahme und -aufbereitung, die verwendeten Geräte, die themenrelevante Theorie der Strömungsmechanik und die Analyse und Auswertung der Meßdaten auf der Basis der theoretischen Grundlagen anhand anschaulicher Beispiele. Der Ergebnisteil (Kap. 4) beinhaltet die Darstellung von Resultaten der Anwendung der entwickelten Methodik für zahlreiche Oberflächenproben und die zwei letzten Glazial-Interglazialwechsel in 9 Kernen aus einem nördlichen und südlichen Transsekt durch das Europäische Nordmeer. In Kapitel 5 folgt dann die Interpretation und Diskussion der Ergebnisse im paläoozeanographischen Kontext der entsprechenden wissenschaftlichen Literatur. Schließlich fassen die Schlußfolgerungen (Kap. 6) die wichtigsten Erkenntnisse aus der Entwicklung und Anwendung der neuen Methodik auf die Untersuchung von Sedimente des Europäischen Nordmeeres zusammen.

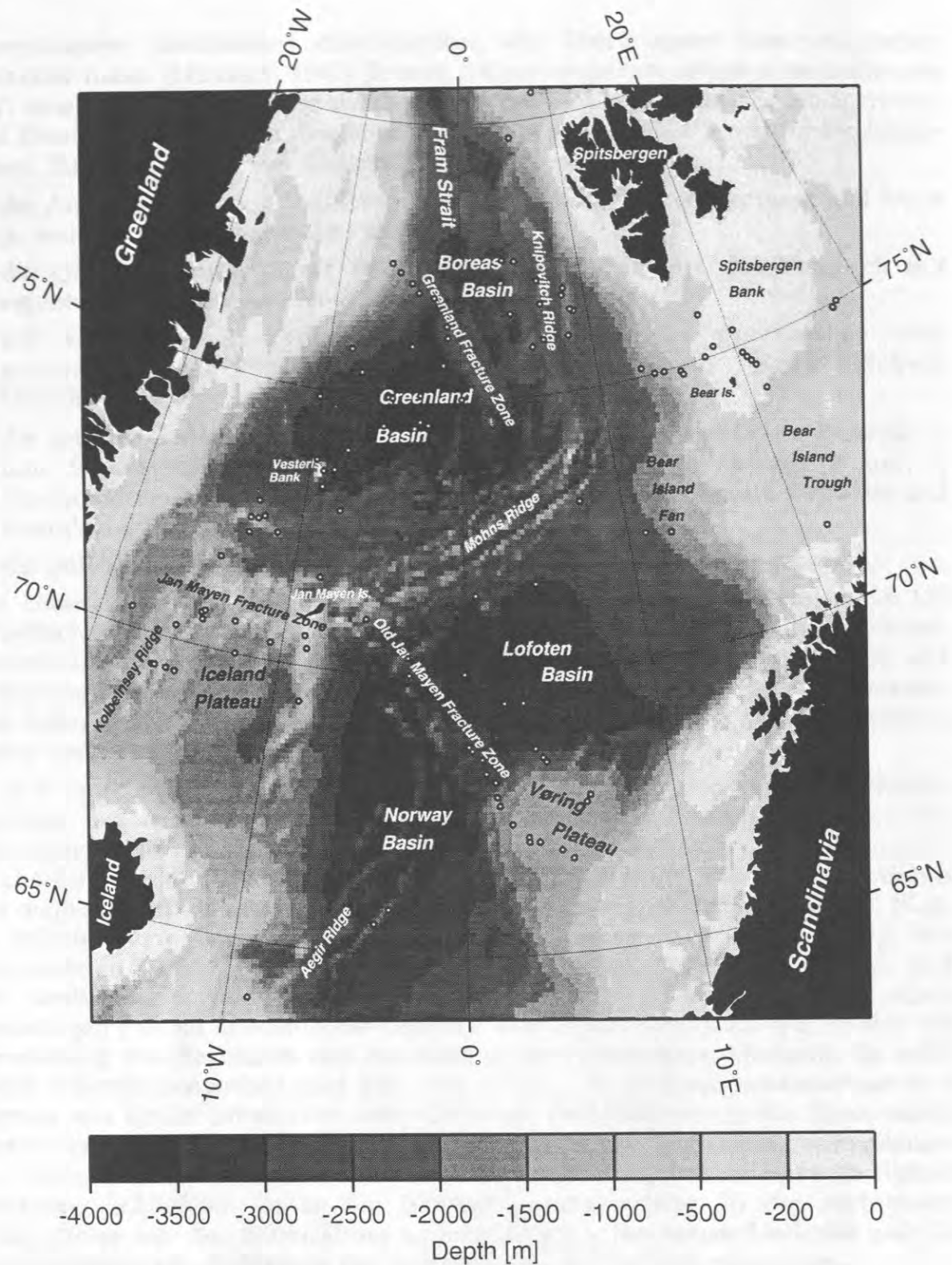


Abb. 1: Übersicht über das Europäische Nordmeer mit der Bathymetrie und den wichtigsten geographischen Einheiten. Die Höhen- bzw. Tiefenstruktur wurde auf der Basis des ETOPO5-Datensatzes (ETOPO5 1986) berechnet.

2. GRUNDLAGEN

2.1. DAS EUROPÄISCHE NORDMEER

2.1.1. Physiographie

Das Europäische Nordmeer (Abb. 1) verbindet den arktischen Ozean mit dem Nordatlantik. Es wird im Westen von Grönland und im Osten von Skandinavien begrenzt. Im Süden reicht es bis zum Grönland-Schottland-Rücken, dem Island und die Färöer-Inseln aufsitzen, während im Norden die Framstraße und Spitsbergen und im Nordosten der Barentsschelf die Begrenzung darstellen. Sowohl morphologisch als auch ozeanographisch wird es durch große plattentektonische Elemente gegliedert. Der mittelatlantische Rücken, bestehend aus Kolbeinsey-, Mohns- und Knipovitch-Rücken, trennt westliche Beckenbereiche, das Grönland- und das Boreasbecken, vom Norwegen- und Lofotenbecken, die östlich des Rückens liegen (VOGT 1986). Weitere großräumige Strukturen des Europäischen Nordmeeres sind das Island-Plateau nördlich von Island, die Jan-Mayen-Bruchzone, die als aktive Transformverwerfung des mittelatlantischen Rückens das Island-Plateau und das Grönlandbecken und als inaktive Struktur das Norwegen- und das Lofotenbecken voneinander trennt, die Grönland-Bruchzone, die das Grönland- und das Boreasbecken voneinander trennt und das Vøring-Plateau, das dem mittelnorwegischen Kontinentalhang vorgelagert ist. Verbindungen des Europäischen Nordmeeres zu anderen Weltmeerbereichen bestehen im Norden über die Framstraße zum Arktischen Ozean, im Nordosten über den Barentsschelf zu epikontinentalen Regionen der östlichen Arktis und im Süden über den Island-Grönland- und den Island-Schottland-Rücken zum Nordost-Atlantik.

2.1.2. Hydrographie

2.1.2.1. Oberflächenströmungen

Die großräumige Hydrographie des Europäischen Nordmeeres (Abb. 2) wird im wesentlichen durch zwei meridionale Strömungen, den Norwegen-Strom auf der Ostseite und den Ostgrönland-Strom auf der Westseite, charakterisiert, die durch zyklonale Wirbel, den Jan-Mayen-Polar-Strom und den Ost-Island-Strom, voneinander getrennt sind (CARMACK & AAGAARD 1973). Als Fortsetzung des Golf-Stromes bringt der Norwegen-Strom warme und salzreiche Oberflächenwassermassen über den Island-Schottland-Rücken in das Europäische Nordmeer, die auf ihrem weiteren Weg nach Norden dem skandinavischen Kontinentalhang folgen.

Auf der Höhe des Nordkaps teilt sich dieser Strom, ein Arm biegt als Nordkap-Strom östlich in den Bäreninsel-Trog, der andere folgt weiterhin dem Kontinentalhang und setzt als West-Spitsbergen-Strom seinen Weg fort.

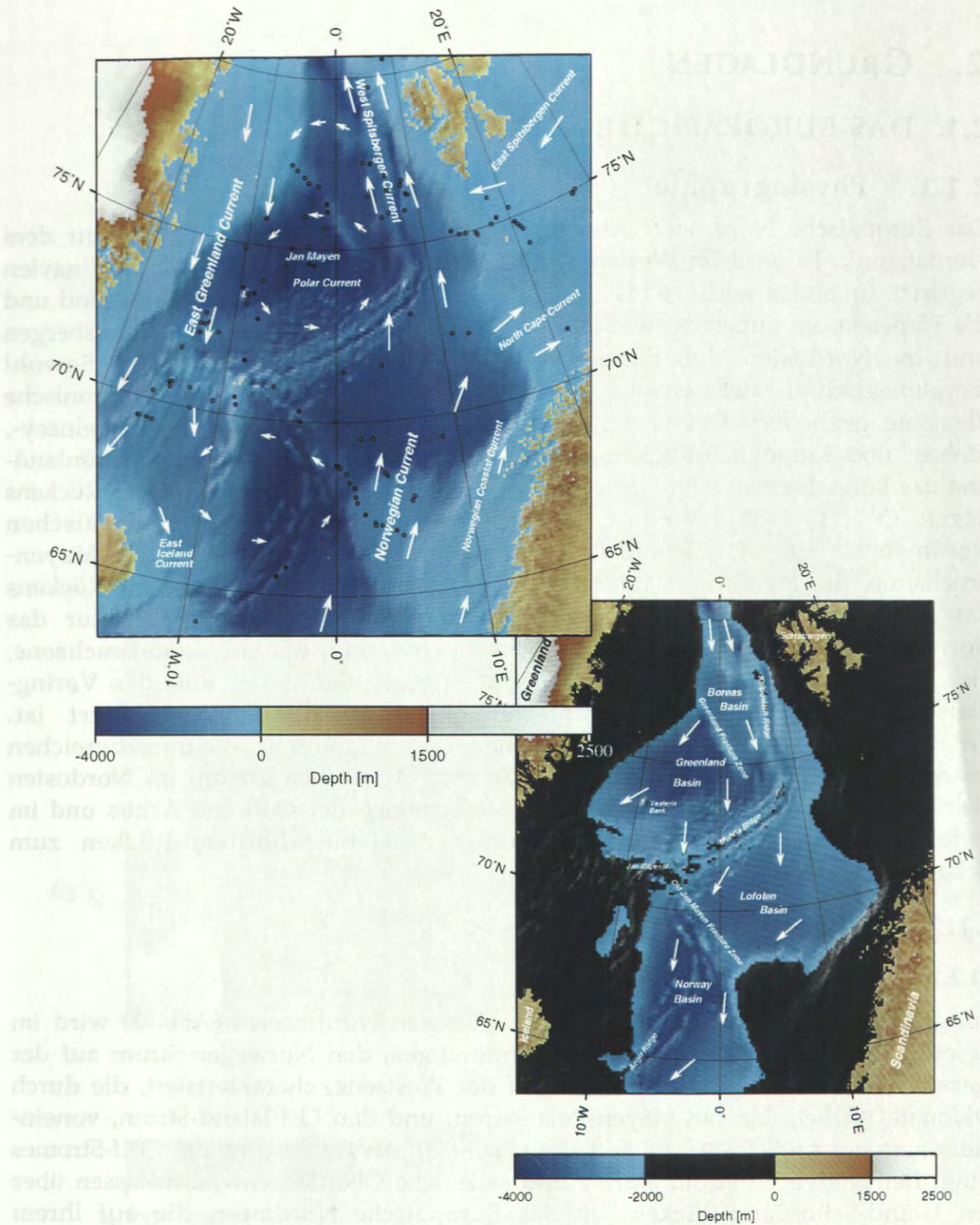


Abb. 2: Karte des Europäischen Nordmeeres mit den wichtigsten Oberflächenströmungen (oben links) und den wichtigsten Bodenströmungen (unten rechts). In der Karte unten rechts sind die Regionen mit weniger als 2000 m Wassertiefe schwarz ausgeblendet. Die Pfeile geben die Strömungsrichtung an, die Pfeilgröße steht jedoch nicht in Relation zur Strömungsintensität. Diese ist bei Oberflächenströmungen generell wesentlich höher als bei den Bodenströmungen (nach TRANGELED 1974, HENRICH 1992, WORTHINGTON 1970, HAUPT 1994, HAUPT *et al.* 1995, HAUPT *et al.* im Druck).

In der Framstraße teilt sich dieser nun West-Spitsbergen-Strom genannte Ast des Norwegenstromes ein weiteres Mal. Ein Teil des durch Vermischung mit kaltem, arktischen Wasser noch dichter gewordenen Atlantikwasser wird rezirkuliert und in 150 bis 800 Meter Tiefe unter des Ostgrönlandstrom eingeschichtet (QUADFASEL *et al.* 1987, KOLTERMANN 1987); der andere Teil fließt als subpolares Zwischenwasser in den arktischen Ozean. Der weitere Weg dieser Wassermassen führt zwischen Nordaustlandet und Franz-Josef-Land hindurch in die nördliche Barentssee (AAGAARD *et al.* 1987). Auf der Westseite der Framstraße strömt kaltes, salzärmeres Oberflächenwasser aus dem Nordpolarmeer in das Europäische Nordmeer und bildet den Ostgrönland-Strom, der dem grönländischen Schelfrand nach Süden folgt und sich über die Dänemark-Straße in den Nordatlantik fortsetzt (SWIFT 1984, SMETHIE *et al.* 1986).

Östlich des Norwegen-Stromes vereinigt der Norwegische Küstenstrom das brackische Wasser des Ostseeausstromes und die relativ kalten, salzarmen Fjordwässer und führt sie eng der Küste folgend nach Norden, wo sie sich im Bereich des Nordkaps mit dem Nordkapstrom vereinigen.

Im Bereich der Framstraße wird ein Teil des West-Spitsbergen-Stromes rezirkuliert (QUADFASEL & MEINCKE 1987) und ist durch Vermischung mit dem polaren Wasser dann bereits soweit abgekühlt, daß es sich auf Grund seiner höheren Dichte unter den Ostgrönland-Strom einschichtet (AAGAARD *et al.* 1987, SWIFT & KOLTERMANN 1988, RUDELS 1989). Die Bildung von sauerstoffreichen Zwischen- und Tiefenwässern im Bereich der grönländischen See auf Grund der Vermischung von atlantischen und arktischen Wassermassen verursacht einen Ausstrom von Zwischenwässern in den Nordatlantik, wo sie das Nordatlantische Tiefenwasser bilden (SWIFT *et al.* 1983), das eine wichtige Rolle in der globalen Versorgung der Tiefsee mit sauerstoffreichem Wasser spielt (BROECKER & PENG 1982, MANTYLA & REID 1983, BROECKER & DENTON 1989).

2.1.2.2. Bodenströmungen

Abb. 2 zeigt ebenfalls eine Karte der rezenten bodennahen Strömungen im Europäischen Nordmeer. In dieser Karte sind die Bereiche mit weniger als 2000 m Wassertiefe schwarz ausgeblendet. Die vorherrschenden Strömungsrichtungen sind durch Pfeile markiert. Die eingetragenen Bodenströmungsrichtungen sind ozeanographischen Arbeiten von WORTHINGTON (1970) und Modellierungen von HAUPT (1994), HAUPT *et al.* (1995) und HAUPT *et al.* (im Druck) entnommen. Es herrschen im gesamten Europäischen Nordmeer südliche Strömungsrichtungen vor. In der Framstraße resultieren diese aus dem Einströmen polarer Wassermassen in das Europäische Nordmeer. Über die Grönland-Bruchzone gelangen diese Wassermassen in das Grönlandbecken, wo sie beim Abströmen in die tiefen Beckenregionen z. T. hohe Strömungsgeschwindigkeiten verursachen. Die Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen im Lofoten- und Norwegenbecken werden vorwiegend durch dem Ausstrom von Tiefenwasser in den Nordatlantik bestimmt.

2.1.2.3. Tiefenkonvektion

Die Wassermassen des Arktischen Ozeans und der Grönlandsee werden im wesentlichen von 3 Komponenten bestimmt: (a.) dem Frischwasserzufluß, (b.) dem Einstrom atlantischer Wassermassen und (c.) dem schweren Bodenwasser. Die drei Wassermassen weisen jeweils eine eigene Temperatur-Salinitäts-Charakteristik auf. Ursprungsort des schweren Bodenwassers ist für den arktischen Ozean und das Europäische Nordmeer vor allem die nordöstliche Barentssee (MIDTTUN 1985), der Bereich um Spitsbergen (BLINDHEIM 1987, QUADFASEL *et al.* 1988) und der grönländische Schelf. Hier werden Oberflächenwassermassen im Winter abgekühlt, durch Meereisbildung treten Salzlaken aus, die die Dichte weiter erhöhen, und es kommt zum Absinken dichter Wassermassen (KILLWORTH 1983, RUDELS 1993), sog. haliner Konvektion. Diese Zusammenhänge erkannte Nansen bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts (NANSEN 1906). Beim weiteren Abströmen des schweren Bodenwassers durch Rinnen und Gräben auf dem Schelf und nachfolgend am Kontinentalhang vermischt es sich mit umgebenden Wassermassen und verliert an Dichte (AAGAARD *et al.* 1985, RUDELS & QUADFASEL 1991), bis es sich schließlich entsprechend den Umgebungsverhältnissen einschichtet. Die abströmenden dichten Bodenwassermassen wurden im antarktischen Bereich bereits mit Geschwindigkeiten am Boden von 50 cm/s, in Spitzenwerten sogar von über 100 cm/s gemessen (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988). Den Einfluß von Bodenwasserströmungen dieser Geschwindigkeit auf die Sedimentzusammensetzung beschreiben für antarktische Sedimente HOLLISTER & ELDER (1969), FÜTTERER *et al.* (1988) und FÜTTERER & MELLES (1990).

In den tieferen Lagen des Arktischen Ozeans trägt das Bodenwasser zur Stabilisierung der Halokline bei (AAGAARD *et al.* 1981), einer starken vertikalen Sprungschicht, die die durch Eisschmelze und Frischwasserzufluß gebildete salzarme, kalte Deckschicht von wesentlich salzreicheren und auch wärmeren Wassermassen darunter trennt und so zur Abschirmung der polaren Eisdecke gegenüber wärmeren Eismassen beiträgt (RUDELS *et al.* 1991).

In der Norwegensee führt der Einstrom warmer Oberflächenwassermassen zu einer Stabilisierung der Schichtung, da das Tiefenwasser, das im wesentlichen ein Mischprodukt von schwerem Bodenwasser, Grönlandsee-Tiefenwasser und Wasser aus dem arktischen Ozean darstellt (AAGAARD *et al.* 1987, HOPKINS 1988, SWIFT & KOLTERMANN 1988), eine spezifisch höhere Dichte aufweist. Hier findet keine Tiefenkonvektion statt. In der Grönlandsee, die durch Einstrom kalter, salzarmer arktischer Oberflächenwassermassen gekennzeichnet ist, die sich mit warmen, salzreichen Wassermassen des Norwegenstromes mischen, wird in einer Region starker Abkühlung die Eisbildung durch den Einfluß der warmen, salzreichen Wassermassen aus der Norwegensee verhindert, und es kann sich keine stabile Schichtung entwickeln. Der instabile Aufbau der Wassermassen wird noch durch den zyklonalen Wirbel des Jan-Mayen-Polar-Stromes verstärkt, der ein Aufwölben der Isopyknen im Zentrum des Wirbels bewirkt (KILLWORTH 1983). Diese vertikale schwach ausgeprägte Gliederung des Wasserkörpers unterstützt in der Grönlandsee eine intensive Tiefenkonvektion.

2.2. SEDIMENTE DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES

Das Partikelspektrum der Sedimente des Europäischen Nordmeeres variiert beträchtlich in Art und Größe. Diese Variationen werden im wesentlichen von den klimatischen Bedingungen und den Transportprozessen gesteuert. In Warmzeiten herrschen im allgemeinen biogene Partikel vor. Dies sind in der Feinfraktion vorwiegend Coccolithophoriden und deren Bruchstücke und in der Sandfraktion benthische und planktische Foraminiferen, Diatomeen, Pteropoden und Radiolarien. Generell spiegeln die pelagischen Sedimentationsmuster recht gut die Temperatur- und Salinitätsverteilung der Oberflächenwassermassen wider (PEINERT *et al.* 1989, BATHMANN *et al.* 1990, SAMTLEBEN & BICKERT 1990, HEBBELN & WEFER 1992). Dies bedeutet, daß man unter dem Norwegen- und West-Spitsbergen-Strom rezent die höchsten Karbonatgehalte im Sediment findet; in den Bereichen der Wirbel in der zentralen Grönland- und Islandsee treten geringere Karbonatgehalte auf (KELLOGG 1975, HENRICH *et al.* 1989). Gleichzeitig finden sich im Sediment Anteile eistransportierten Materials. Die geringsten Karbonatgehalte und höchsten Anteile eistransportierten Materials kommen im Bereich des Ostgrönlandstroms vor. In Kaltzeiten findet im Europäischen Nordmeer flächendeckend ein beträchtlicher Teil des Sedimenteintrags über Eisberg- und Meereistransport statt. Die Karbonatgehalte können in diesen Perioden im gesamten Bereich des Europäischen Nordmeeres auf sehr geringe Werte heruntergehen (HENRICH *et al.* 1989). Neuere Untersuchungen belegen jedoch auch in Glazialphasen einen zeitweiligen Einstrom von kühl-temperiertem Atlantikwasser in den Ostteil und das Zentrum des Europäischen Nordmeeres bis in die Framstraße (HENRICH 1992, HEBBELN *et al.* 1994).

Die Partikelgrößen reichen bei Eisbergtransport bis zu Kies und Geröll. Bei meerestransportierten Körnern liegen sie meist im Silt- und Tonbereich. Durch gravitative und geostrophische Umlagerungsereignisse wird die Sedimentzusammensetzung erheblich in Art und Korngröße verändert. Diese Ereignisse beeinflussen vor allem den Sandanteil des Sedimentes entscheidend; höhere Sandanteile werden ausschließlich gefunden, wenn das Sediment durch Strömung sortiert wurde. Der Feinanteil der hemipelagischen Sedimente des Europäischen Nordmeeres besteht im allgemeinen zu mehr als 50 %, gelegentlich bis zu über 90 %, aus Silt und Ton.

Nach der Ablagerung unterliegen die Sedimente einer Veränderung durch Organismen, die es durchwühlen, fixieren, zerkleinern und resuspendieren können. Postsedimentäre chemische Prozesse wie Lösung und Diagenese wirken auf das Sediment ein. Im Europäischen Nordmeer kann Karbonatlösung vor allem durch die Oxidation von marinem organischen Material bei geringem Tiefenwasseraustausch stattfinden (HENRICH 1986).

Die wichtigsten physikalischen Prozesse, die Sedimente prägen, sind Erosion, Transport und Akkumulation, die häufig gravitative und geostrophische Ursachen haben. Zu den gravitativen Ereignissen gehören Rutschungen, Dichteströme, Schlammströme und Turbidite. An den grönländischen und norwegischen

Kontinentalthängen sind zahlreiche Rutschmassen bekannt, z. B. die Storegga-Rutschmasse, die zu den weltweit größten bekannten Rutschmassen zählt. Turbiditablagerungen sind im Europäischen Nordmeer weit verbreitet und werden in allen Becken gefunden. Contourite, die durch starke geostrophische Strömungen entstehen, werden vorwiegend in Gebieten angetroffen, in denen thermohaline Strömungen durch die Topographie auf einen geringeren Querschnitt eingengt und dadurch beschleunigt werden.

Der bodennahe Sedimenttransport durch Strömungen findet in der Boden-nepheloidschicht statt, die bis zu 2000 m mächtig sein kann. Diese Schicht weist eine deutlich höhere Partikeldichte auf als der Rest der Wassersäule. Die Boden-nepheloidschicht wird durch Resuspension sedimentärer Partikel durch Turbidite und geostrophische Strömungen sowie durch biologische Resuspension benthischer Organismen gespeist. Das in der Boden-nepheloidschicht befindliche Material kann durch Strömungen über sehr weite Distanzen verdriftet werden. An Pyknoklinen können am Hang abströmende, suspensionsführende Wassermassen horizontal in den Wasserkörper eingeschichtet werden und die Suspension als intermediäre Nepheloidschicht in abyssale Bereiche verdriften (DICKSON & MCCAVE 1986, THORPE & WHITE 1988).

2.3. STRÖMUNGSMECHANISMEN

Die wichtigsten Mechanismen der Wassermassenbewegung sind gravitative und thermohaline Strömungen, die sich grundlegend voneinander unterscheiden. Die folgenden zwei Unterkapitel beschreiben gravitative und thermohaline Strömungen besonders im Hinblick auf ihre Ablagerungsmechanismen und die Wiedererkennungsmöglichkeiten der zugrundeliegenden Prozesse aus einer Sedimentprobe. Generell können sowohl Contourite als auch Turbidite leicht mit anderen Prozessen verwechselbare Strukturen und Sortierungsmerkmale im Sediment hinterlassen (FAUGÈRES & STOW 1993).

2.3.1. Turbidite und andere gravitative Ströme

Bei gravitativ getriebenen Strömungen im submarinen Bereich wird zwischen Turbiditen, Dichteströmen und Schlammströmen unterschieden (LOWE 1979). Turbidite sind Ströme, die vorwiegend suspendiertes Sediment transportieren und daher eine geringe Dichte aufweisen und zum Teil sehr hohe Geschwindigkeiten erreichen können. Dichteströme erreichen ebenfalls sehr hohe Geschwindigkeiten. Ihre Dichte ist wesentlich höher, da ihr Fluid nicht mehr Wasser, sondern Schlamm ist. Im angelsächsischen Sprachgebrauch werden sie daher im Gegensatz zu Turbiditen, die 'fluid-gravity flows of low density' sind, als 'fluid-gravity flow of high density' bezeichnet (HSÜ 1989). Schlammströme haben auch eine hohe Dichte, da ihr Fluid ebenfalls Schlamm ist; sie weisen jedoch nicht so hohe Geschwindigkeiten auf. Die hohe Viskosität des Schlammes und geringere Geschwindigkeiten verursachen im Gegensatz zu Turbiditen und Dichteströmen, die turbulentes Strömungsverhalten zeigen, ein laminares Strömen. Im angelsächsischen Sprachgebrauch werden sie als 'debris flow' und ebenfalls als 'fluid-gravity flow of high density' bezeichnet (HSÜ 1989).

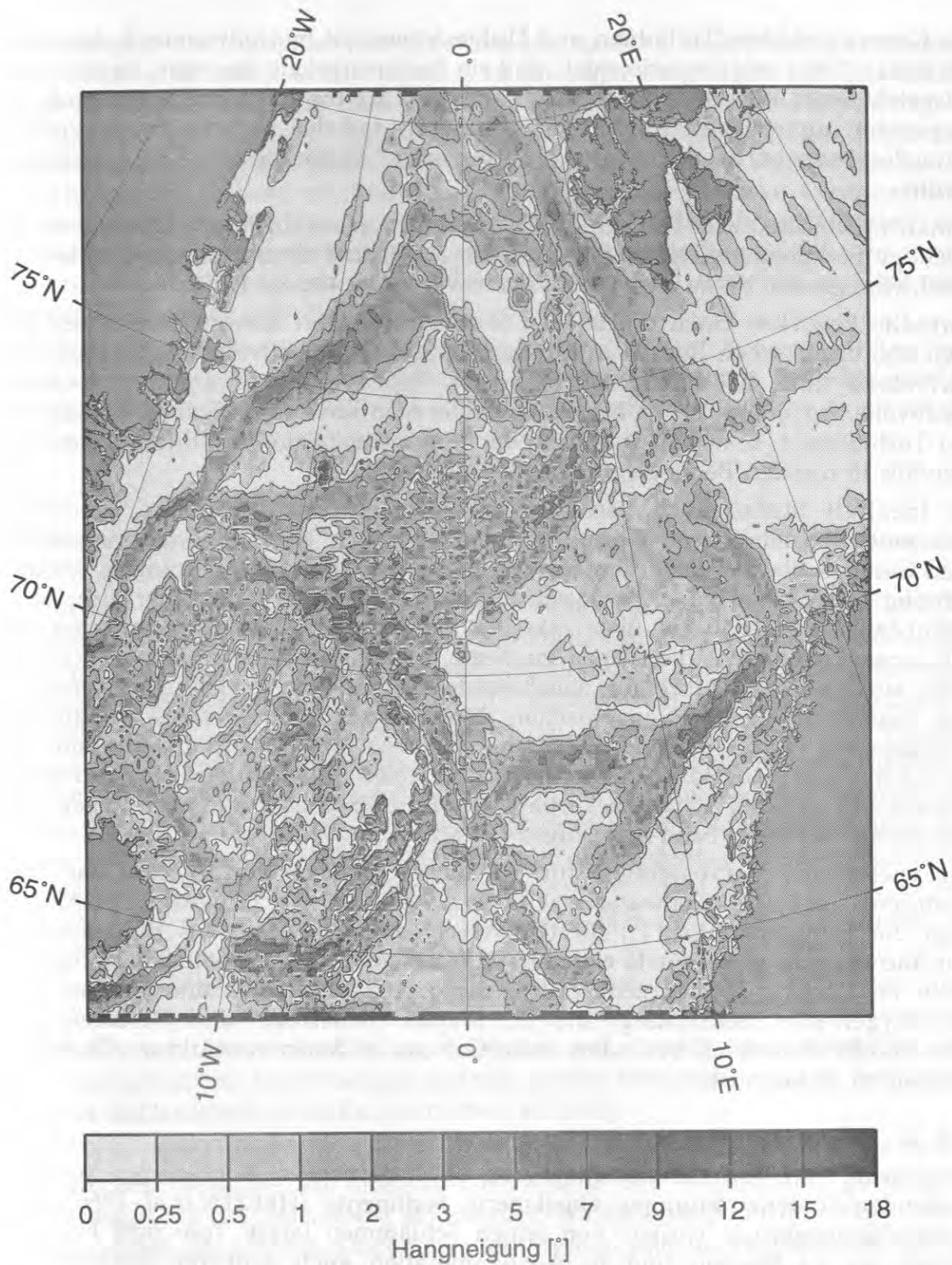


Abb. 3: Hangneigungen im Europäischen Nordmeer. Die Isolinien markieren die 0,25 °, 1 °, 5 ° und 12 ° Hangneigungskonturen. Die Hangneigungen wurden auf der Basis der Tiefenwerte des ETOPO5-Datensatzes (ETOPO5 1986) errechnet.

Die Grenze zwischen Turbiditen und Dichteströmen ist hydrodynamisch definiert. BAGNOLD (1962) zeigt experimentell, daß ein Sedimentgehalt von mehr als 9 %, das entspricht einer Wasser-Sediment-Dichte von ca. 1,1 bis 1,3 g/cm³, nicht mehr in Suspension transportiert werden kann, sondern daß der vorherrschende Prozeß dann des bodennahen Sedimenttransportes in der Strömung auf Kornkollisionen beruht.

Feinkornturbidite, die Ton und Silt gravitativ transportieren, können z. T. mächtige Sedimente ablagern. Sie erreichen auf Grund ihrer geringen Dichte nur Geschwindigkeiten bis zu etwa 20 cm/s (STOW & SHANMUGAM 1980).

Turbidite bewirken einen erheblichen Sedimenttransport sowohl vom Schelf als auch von ozeanischen Rücken in die Becken. Auf Grund ihres hydrodynamischen Verhaltens und ihres Trägheitsmomentes haben sie eine erstaunlich hohe Reichweite. Im Europäischen Nordmeer findet man sandige und siltige Sedimente von Turbiditen z. B. nicht nur entlang der Kontinentallänge und Rücken, sondern ebenfalls in distalen Beckenbereichen.

Im Idealfall hinterlassen Turbidite gradierte, nach oben feiner werdende Sedimentschichten, deren Korngrößenspektrum von Kies, in Ausnahmefällen auch Geröllen bis zu Feinsilt und Ton reichen kann. Turbiditablagerungen, die das komplette Spektrum der Bouma-Sequenz, der Abfolge von einer Erosionsdiskordanz an der Basis über massive Sandlagen bis zu Laminationen im Siltkorngrößenspektrum und Tonen zuoberst in der Turbiditablagerung (BOUMA 1962), aufweisen und sukzessive abnehmende Energie widerspiegeln, findet man in den Sedimenten des Europäischen Nordmeeres sehr selten. Sedimente turbiditischen Ursprungs sind in Abhängigkeit von ihrer Transportweite und der Turbulenz in der Turbiditströmung in den einzelnen Schichten der Ablagerung im allgemeinen gut bis sehr gut sortiert. Im Europäischen Nordmeer liegen die Korngrößen meist im Sand- bis Feinsilt-Bereich.

Zur wichtigsten Voraussetzung für gravitative Umlagerungsprozesse und das Abströmen dichten Bodenwassers zählt in erster Linie die Hangneigung. Abb. 3 zeigt die Hangneigungen [°] für die verschiedenen Gebiete des Europäischen Nordmeeres. Auf dieser Karte erweisen sich der norwegische Kontinentallhang, vor allem im Bereich des Lofotenbeckens, der grönländische Kontinentallhang, der Spitsbergen-Kontinentallhang, die Jan-Mayen Bruchzone und Bereiche der Grönland-Bruchzone als besonders steile Gebiete, in denen verstärkt mit Turbidit-Bildung zu rechnen ist.

2.3.2. Contourite

Contourite sind von thermohalinen, zu bathymetrischen Konturlinien parallel fließenden Bodenströmungen abgelagerte Sedimente (HEEZEN *et al.* 1966). Das Korngrößenspektrum variiert von feinen Schlämmen (stark Ton- und Feinsilthaltig) bis zu Sanden und in Ausnahmefällen auch größeren Sedimenten. Normalerweise wird in diesen Sedimenten starke Bioturbation beobachtet, so daß primäre Sedimentstrukturen, Laminationen, Rippeln und Erosionsflächen, schlecht erhalten sind (STOW & LOVELL 1979). Contourite treten in Driftgebieten, Bereichen langfristig besonders starker thermohaliner Strömungen, sehr häufig auf. Eine 'Standardsequenz' in diesen Driftgebieten umfaßt feine bioturbirte Schichten

von tonigem Silt, siltigem Ton über Silt bis zu Sand in wechselnder Abfolge (FAUGÈRES *et al.* 1984). Die Schichtung ist im allgemeinen nicht mit dem bloßen Auge zu erkennen, sondern muß in Radiographien und durch feine Beprobung für Korngrößen- und Zusammensetzungsanalysen untersucht werden. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen ergeben langfristige Strömungswechsel als Ursache für die Schichtung der Sedimente (STOW *et al.* 1986). Besonders starke Contourströme können Restsediment-Bildung verursachen oder Sedimente aufarbeiten und sortieren. In Kastenlotsedimenten aus dem Europäischen Nordmeer treten vereinzelt sehr gut sortierte Foraminiferensande auf, die zum Teil als Contourite interpretiert werden (z.B. HAMICH 1991).

Häufig werden Sedimentwellengebiete genetisch in Zusammenhang mit Contourströmen gebracht. Diese können jedoch ebenfalls durch Turbidite gebildet werden (NORMARK *et al.* 1993). Die Zuordnung der Sedimentwellen zu einem der Prozesse ist teilweise problematisch (z. B. MARIANI *et al.* 1993).

2.4. TIEFSEE-STRÖMUNGEN

Thermohaline Strömungen in der Tiefsee sind nicht, wie lange Zeit angenommen wurde, konstant und wenig variabel in Intensität und Richtung, sondern weisen ein breites Spektrum an Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen auf. Ein wesentlicher Anteil des Wissens über thermohalin getriebene Tiefsee-Strömungen wurde im Rahmen der Erprobung und Durchführung des High-Energy-Benthic-Boundary-Layer-Experiments (HEBBLE) im Nord-West-Atlantik (HOLLISTER & NOWELL 1991) gesammelt, dessen Datenerfassung auf einer langjährigen Verankerung mit der Messung zahlreicher Parameter basiert. Im Rahmen dieser Meßreihen wurden abyssale Stürme aufgezeichnet, die in der Größenordnung von mehreren Tagen um ein Vielfaches an- und wieder abschwellen, die Richtung wechseln und einen beträchtlichen Suspensionstransport in der Bodennepheloidschicht verursachen können (KERR 1980, GARDNER & SULLIVAN 1981, HOLLISTER & MCCAVE 1984). Als Ursache wird neben sich verlagernden Mäandern des Golfstromes ein 'Durchpausen' hochenergetischer Zustände von der Meeresoberfläche in die Tiefsee angenommen. Die genauen Zusammenhänge sind jedoch noch nicht ausreichend geklärt. Auffallend ist aber ein Auftreten von Contouritströmen unterhalb von Meeresoberflächen, in denen auf Grund atmosphärischer und ozeanographischer Hochenergiezustände große Höhendifferenzen beobachtet werden (RICHARDSON 1983, RICHARDSON *et al.* 1981).

Die Physiographie des Europäischen Nordmeeres führt zusammen mit der hydrographischen Situation zu einer Intensivierung der thermohalin getriebenen Strömungen, da die meridional strömenden Wassermassen an den Kontinentalhängen durch die Coriolis-Kraft fokussiert werden und im Wechselspiel mit der Topographie dann zu Contouritströmen führen können. Besonders wenn der Querschnitt der Strömungen durch topographische Barrieren verengt wird, können Contourit- und Sedimentwellenfelder auftreten. Dies ist im östlichen Europäischen Nordmeer vor allem am Vøring-Plateau und in der Framstraße der Fall, im westlichen Europäischen Nordmeer beobachtet man dieses Phänomen besonders

im Bereich von Vesteris Banken bis zur Jan-Mayen-Bruchzone.

Im Europäischen Nordmeer wurden bisher nur wenige Strömungsmessungen durchgeführt bzw. Verankerungen mit Strömungsmessern ausgebracht, in denen bodennahe Strömungen erfaßt wurden, die die Variationsbreite der Strömungsintensitäten über einen längeren Zeitraum aufzeigen. AAGAARD *et al.* (1973) berichten von einer Position in der Framstraße im Bereich des West-Spitsbergen-Stromes (78°35'N, 2°20'E), auf der im Laufe eines Jahres in einer Wassertiefe von 1360 m bei einer Meerestiefe von 2460 m eine maximale Strömungsgeschwindigkeit von 31 cm/s erreicht wurde. Die mittlere Strömungsgeschwindigkeit lag bei 5,6 cm/s. In weiteren Verankerungen in der Framstraße auf ca. 78°4'N wurden in ca. 30 bis 50 m über Grund zwischen August 1986 und Juni 1987 am grönländischen Kontinentalhang (5° 2' W) in 1000 m Wassertiefe sehr geringe Strömungsgeschwindigkeiten von wenigen cm/s ohne ausgeprägte Maxima gemessen; auf der Position 0° 1' E traten in einer Wassertiefe von 2550 m Werte von 10 cm/s häufig auf, 20 cm/s wurden jedoch selten überschritten; auf dem Knipovitch-Rücken (7° 60' E) wurden bei 1000 m Wassertiefe wieder nur sehr geringe Strömungsgeschwindigkeiten von wenigen cm/s ohne ausgeprägte Maxima gemessen; eine Position am Spitsbergen-Kontinentalhang (8° 41' E) wies in 1650 m Wassertiefe häufig Werte von über 20 cm/s, in Spitzen bis zu über 30 cm/s, auf (AAGAARD *et al.* 1991). Mittlere gemessene Strömungsgeschwindigkeiten für den Ostgrönlandstrom in der Framstraße liegen bei 2,3 cm/s in 1378 m Wassertiefe bzw. 0,5 cm/s in 2334 m Wassertiefe (AAGAARD *et al.* 1985). Auf einer Verankerungsposition am Fuße des Barentsschelf-Kontinentalhanges (75°12'N, 12°29'E) wurden bei einer Wassertiefe von 2047 m zwischen März und Juli 1991 maximale Strömungsgeschwindigkeiten von 32 bis 38 cm/s in einer Höhe von 50 m über der Sedimentoberfläche gemessen (mündl. Mitteilung F. Blaume).

2.5. SEDIMENTTRANSPORT IM EUROPÄISCHEN NORDMEER

Die intensive topographische Gliederung, das meridionale Strömungssystem und die Prozesse zur Tiefenwasserbildung bedingen im Europäischen Nordmeer ein komplexes Strömungsmuster. Die daraus resultierenden Transportprozesse sind daher entsprechend vielseitig und z. T. auf enge Gebiete begrenzt, so daß sich aus den bisherigen Forschungsergebnissen ein noch unvollständiges Gesamtbild ergibt.

Turbiditlagen werden häufig in Sedimentkernen von den Kontinentalhängen und den mittelatlantischen Rückenabschnitten und Transformstörungen gefunden. Auf Grund des Trägheitsmomentes der Turbidite können diese jedoch auch bei geringerer Hangneigung noch große Distanzen zurücklegen. Daher werden Turbiditablagerungen auch in distalen Beckenbereichen angetroffen, wo sie auf Grund ihrer guten Sortierung zu identifizieren sind. Auf GLORIA-Seitensicht-Sonar-Aufnahmen des Grönlandbeckens und des grönländischen Kontinentalhanges (MIENERT *et al.* 1993) belegen Rinnen einen kanalisierten Sedimenttransport durch Turbidite. Sedimentwellenfelder und damit vermutlich assoziierte

Contourit-Gebiete wurden ebenfalls im Bereich des grönländischen Kontinentalhangs auf Seitensicht-Sonar-Aufnahmen beobachtet (MIENERT *et al.* 1993). Ihr Vorkommen ist jedoch vorwiegend auf ein kleines Gebiet zwischen Vesteris Banken und einem Sporn unmittelbar nördlich der Jan-Mayen Bruchzone, der vom Kontinentalhang ins Grönlandbecken reicht ('Dorothy's Nose'), beschränkt, wo sich der Strömungsquerschnitt des Ostgrönlandstromes drastisch verengt. Vom norwegischen Kontinentalhang und dem Barentsschelf werden topographiegeführte Strömungsmuster und Winterwasser-Kaskaden geschildert, die Hochakkumulationsgebieten Sediment zuführen (BLAUME 1992, RUMOHR 1992). Aus geophysikalischen Untersuchungen sind zahlreiche, z. T. sehr große Rutschungen am norwegischen Kontinentalhang bekannt, z. B. die Storregga-Rutschmasse (BUGGE 1983, BUGGE *et al.* 1987, 1988). Auf der östlichen Seite des Europäischen Nordmeeres, insbesondere im Bereich des norwegischen Kontinentalhangs und des Bäreninselfächers, treten Rutschungen und Dichteströme generell häufiger auf als auf grönländischer Seite, da hier vor allem in Glazialzeiten durch die auf die Schelfe reichenden Gletscher wesentlich mehr Sediment abgelagert wurde und dieses durch hohen Porenwasserdruck zur Instabilität neigt (mündl. Mitteilung F.-J. Hollender in Vertretung der wissenschaftlichen Besatzung des RRV James Clark Ross als ein Ergebnis einer Side-Scan-Sonar-Kampagne an den östlichen Kontinentalthängen des Europäischen Nordmeeres im Sommer 1994).

2.6. REKONSTRUKTION VON STRÖMUNGSINTENSITÄTEN

In fossilen Lockersedimenten ist die Rekonstruktion der bei der Ablagerung wirksam gewesenen Strömungsgeschwindigkeiten aus tiefmarinen Bereichen immer wieder das Ziel von Untersuchungen. Als Strömungsindikatoren dienen dabei die mittlere Korngröße (z. B. ELLWOOD & LEDBETTER 1977, LEDBETTER & ELLWOOD 1980, HUIZHONG & MCCAVE 1990) oder Sedimentstrukturen (z. B. HISCOTT *et al.* 1989).

Diese Strömungsindikatoren stellen jedoch nur schwer quantifizierbare Größen dar. Störeinflüsse, wie Contourite und Turbidite, werden nur erkannt, wenn die Korngröße signifikant von der mittleren Korngröße abweicht.

Sowohl für rezente als auch fossile Sedimente gibt es zahlreiche Untersuchungen mikropaläontologischer, sedimentologischer und geochemischer Art, die deduktiv auf Tiefsee-Strömungen schließen, indem sie geeignete Arten, Partikel oder Substanzen als Tracer benutzen und aus deren Vorkommen und Verbreitungsmuster in Sedimentkernen Transportwege rekonstruieren (Beispiele aus dem SFB 313: SCHRÖDER-RITZRAU 1994 mit Radiolarien, KOHLY 1994 mit Diatomeen und MAAßEN 1994 mit organischen Substanzen als Tracern).

2.7. SINKGESCHWINDIGKEITS-ANALYSEN

Durch die Sedimentationsanalyse werden die Sinkgeschwindigkeiten von Partikeln in nicht-turbulentem Fluid bestimmt. Man erhält einen Parameter, der von den hydrodynamischen Eigenschaften der Partikel, Korngröße, Dichte, Form und Oberflächenbeschaffenheit, bestimmt wird. Der Parameter Sinkgeschwindigkeit ist

daher ideal zur Untersuchung von Prozessen geeignet, die zur Bildung eines Sedimentes unter aquatischen Bedingungen geführt haben. Sinkgeschwindigkeiten von Partikeln wurden experimentell erstmals von RUBEY (1933) systematisch gemessen und ausgewertet. Empirisch wurde der Zusammenhang zwischen Sinkgeschwindigkeit und Transportverhalten hergestellt, indem man Formeln entwickelte, mit deren Hilfe aus der Sinkgeschwindigkeit von Partikeln deren kritische Schubspannung, bei der diese Partikel soeben bewegt werden, errechnet wurde. Dieser Zusammenhang wurde seitdem von zahlreichen anderen Sedimentologen untersucht und angewendet (YANG 1973, COLLINS & RIGLER 1982, KOMAR & CLEMENS 1986). Vor allem die Sinkgeschwindigkeiten von Foraminiferenarten, die in Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen eine gute Artendifferenzierung zeigen, wurden experimentell analysiert, um ihr Transportverhalten zu ergründen (BERGER & PIPER 1972, FOK-PUN & KOMAR 1983). Ihre Indikatorfunktion für Sedimenttransport wurde im Schelf- und Küstenbereich genutzt (GRABERT 1971).

Die experimentell im Labor gemessenen Sinkgeschwindigkeiten sind nicht unmittelbar mit den Sinkgeschwindigkeiten im marinen Milieu vergleichbar, da im Labor die Sinkgeschwindigkeit eines einzelnen Partikels in einer nicht turbulenten Wassersäule gemessen wird, während in den Ozeanen die Wassersäule Turbulenzen aufweist und sehr häufig Aggregatbildung zwischen den Partikeln stattfindet (z. B. HONJO *et al.* 1982).

Die kinetisch unterschiedlichen Zustände des laminaren und turbulenten Sinkens von Partikeln (s. a. Kap. 2.7.3) führen jedoch dazu, daß nicht das komplette Korngrößenspektrum in einem Meßdurchgang analysiert werden kann (SENGUPTA & VEENSTRA 1968). Vielmehr müssen die laminar und die turbulent sinkende Fraktion getrennt gemessen werden. Bezogen auf natürliche Quarzkörner bedeutet dies vereinfacht ausgedrückt, daß die Grenze zwischen turbulentem und laminarem Sinken im Größenbereich zwischen ca. 35 und 65 μm liegt. Der Schnitt zwischen dem Meßverfahren für laminar und turbulent sinkende Partikel sollte also in diesem Korngrößenbereich liegen.

2.8. THEORIE DES SEDIMENTTRANSPORTS

Die grundlegenden Prozesse bei der Ablagerung und Überprägung eines Sedimentes werden in starkem Maße von den hydrodynamischen Verhältnissen bestimmt. Unter der Voraussetzung, daß dem Sedimentationsgeschehen ein breitgestreutes Korngrößenspektrum zur Verfügung steht, wie dies im allgemeinen bei Tiefsee-Sedimenten der Fall ist, hinterlassen die Erosions-, Akkumulations-, Sortierungs- und Umlagerungsprozesse typische Muster in den Sedimenten, sofern sich annähernd ein Gleichgewichtszustand zwischen Sediment und Strömung einstellen konnte. Eindeutige Erosionssedimente bzw. Restsedimente und eindeutige Akkumulationssedimente sind in Abb. 4 dargestellt. Als Ausgangssediment wird ein Sediment mit breitgestreuter Sinkgeschwindigkeits-Verteilung um ein mittleres Häufigkeitsmaximum angenommen. Die Veränderung durch die Strömungen hinterläßt folgende Charakteristika:

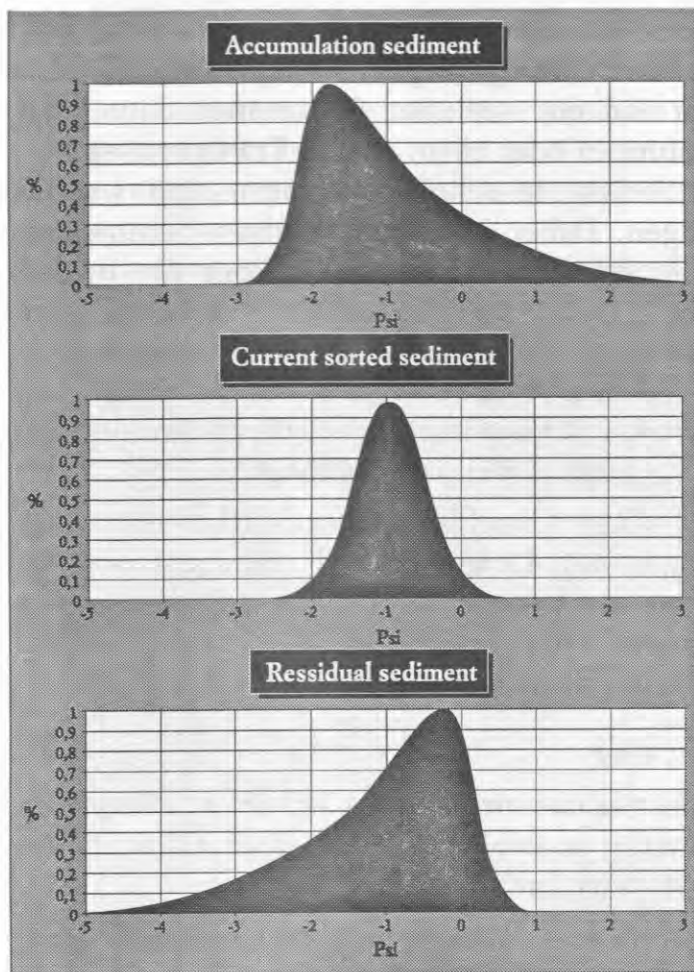


Abb. 4: Schematische Darstellung der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung eines Akkumulations-Sedimentes (oben), eines strömungssortierten Sedimentes (Mitte) und eines Restsedimentes (unten).

Bei wenig strömungsakkumuliertem Sediment dieses in der Menge 'autochthonen' Materials nicht mehr differenzieren kann. Partikel werden überwiegend akkumulativ abgelagert, wenn Strömungen sukzessive nachlassen.

RESTSEDIMENTE

Bei Restsedimenten (Abb. 4) ist eine hydrodynamisch leichtere (\approx feinere) Fraktion durch die Strömung 'ausgewaschen' und abtransportiert oder von vornherein nicht abgelagert worden; die Strömung hat also einen erosiven Charakter. Restsedimente bestehen daher aus hydrodynamisch schwerem (\approx grobem) Sediment; in der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung zeigen sie auf der Seite der niedrigeren Sinkgeschwindigkeit einen steileren Anstieg zum Maximum als auf der Seite der höheren Sinkgeschwindigkeit. Restsedimente entstehen überwiegend in Gebieten, die fortwährend einer Strömung ausgesetzt sind und in denen vorhandenes Feinmaterial abtransportiert wird, bzw. sich kein Feinmaterial abgelagert, das von der vorhandenen Strömung in Suspension transportiert werden kann. Im marinen Milieu sind sie in Contouritgebieten ein typisches Sediment.

AKKUMULATIONSSSEDIMENTE

Akkumulationssedimente bestehen aus einem größeren Anteil feinen Sedimentes, da durch die Strömung Sediment bis zu einer bestimmten Korngröße herantransportiert und abgelagert wird (Abb. 4). In der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung haben sie typischerweise zur höheren Sinkgeschwindigkeit einen steileren Anstieg zum Maximum als auf der Seite der niedrigeren Sinkgeschwindigkeit. Eine Vermischung von Akkumulations-sedimenten mit 'autochthonen' Sedimenten, die aus Partikeln bestehen, die mehr oder weniger strömungsunbeeinflusst senkrecht in der Wassersäule zum Meeresboden gesunken sind, kann so weit führen, daß ein 'Verdünnungseffekt' eintritt und daß man in der Menge des heran-

transportierten Materials die größeren autochthonen Komponenten nicht mehr erkennt oder bei wenig strömungsakkumu-

Ein Spezialfall zwischen Rest- und Akkumulationssedimenten sind stark strömungssortierte Sedimente, die nur ein geringes Korngrößenspektrum aufweisen (Abb. 4). Das Vorkommen von gut sortierten Sedimenten deutet auf länger andauernde gleichmäßige Strömungen oder einen langen Transportweg hin. Marine Prozesse, die gut sortierte Sedimente schaffen können, sind sowohl Turbidit- als auch Contouritströmungen. Daher ist es bei marinen Sedimenten schwierig, anhand einer guten Sortierung zu entscheiden, welcher der beiden Prozesse der Sortierung zugrunde liegt. Das Vorkommen gut sortierter Sedimente zusammen mit Restsedimenten deutet mehr auf konstant hohe Strömungen und damit auf Contourströme hin; gemeinsames Auftreten gut sortierter Sedimente mit Akkumulationssedimenten bei stärker schwankenden mittleren Korngrößen in einer Ablagerung ist dagegen eher Merkmal turbiditischer Prozesse.

In natürlichen Umgebungen treten selten Gleichgewichtszustände mit langandauernden, permanenten Strömungen auf. Daher sind die Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen natürlicher Sedimente nicht immer eindeutig als Erosions- oder Akkumulationssedimente zu erkennen. Dies erschwert in Einzelfällen die Bestimmung von bei der Ablagerung wirksamen Strömungen.

2.8.1. Transport und Ablagerung

Transport und Ablagerungsprozesse des Sedimentes beruhen auf einem komplexen Zusammenwirken verschiedener Faktoren sowohl des Sedimentes als auch des Fluids und der Lokalität (MCCAVE 1984). Von Einfluß sind:

- die Verfügbarkeit von Sediment und Korngrößenangebot (z. B. HJULSTRÖM 1936, UNSÖLD 1982),
- die Strömungsintensität bzw. die Tendenz der Zu- oder Abnahme,
- die Dauer des Strömungseinflusses (handelt es sich bei dem Sedimentationsprozeß um einen Gleichgewichts- oder Ungleichgewichtsprozeß?),
- die topographische Situation, Wirbelbildung, interne Wellen, die Turbulenz im Wasserkörper und Schichtungen,
- physikalische Sedimenteigenschaften: Wassergehalt (MIGNIOT 1968), Kompaktion (KRONE 1963),
- hydrodynamische Faktoren des Sedimentes und des Fluids: Rauigkeit der Sedimentoberfläche, Dichte und Viskosität der Flüssigkeit, Sedimentfracht in der Flüssigkeit,
- Kohäsion, sowie Koagulation und Aggregation des Sedimentes auf Grund biologischer und physiko-chemischer Einflüsse und Kräfte,
- die physiko-chemisch bedingte Kohäsion durch die Kationen-Austauschkapazität (z. B. SARGUNAM *et al.* 1973), den Wassergehalt des Sedimentes, das Verhältnis von Porenwasser-Salzgehalt zur Meerwasser-Salinität, frühdiagenetische Prozesse und den Natrium-Adsorptions-Radius (Verhältnis $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$, z. B. ARULANANDAN 1975),

- Koagulation und Aggregation durch die Brown'sche Molekularbewegung, van der Waals-Kräfte, Elektronenbindungskräfte,
- biologische Aktivitäten: aktive Akkumulation und Resuspension von Partikeln (z. B. THOMSEN 1992).

Die wichtigsten biologischen und physikalischen Einflüsse sind in Abb. 5 schematisch dargestellt.

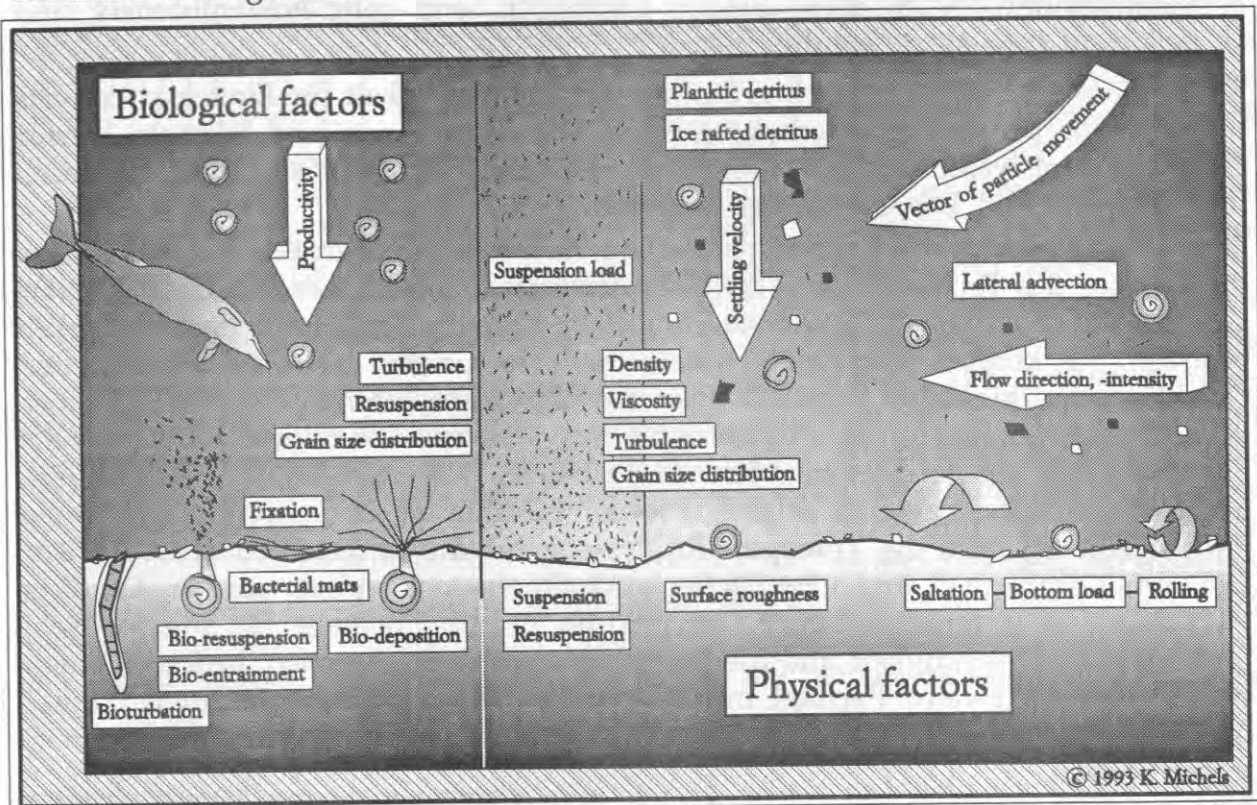


Abb. 5: Die wichtigsten biologischen und physikalischen Einflüsse auf die Sedimentakkumulation.

2.8.2. Hydrodynamische Parameter

Sedimente werden in entscheidendem Maße von den Ereignissen größter Strömungsgeschwindigkeiten geprägt. Um diese aus den Kernproben herleiten zu können, ist es wichtig, die kritische Strömungsgeschwindigkeit der wichtigsten Sedimentkomponenten im Sandkorngrößenbereich - im Europäischen Nordmeer sind dies im wesentlichen Foraminiferengehäuse und terrigene Partikel - zu kennen. Die kritische Strömungsgeschwindigkeit ist jene Geschwindigkeit, bei der sich Sedimentpartikel definierter Größe, Dichte, Form und Oberflächenbeschaffenheit gerade noch nicht in Bewegung setzen. Zu ihrer Bestimmung stehen drei Möglichkeiten zur Verfügung (OEHMIG 1993):

- experimentelle Messung in Strömungskanälen mit Originalproben aus dem marinen Bereich (siehe SOUTHARD et al. 1971) oder die Messung von kritischen Strömungsgeschwindigkeiten auf einem den natürlichen Verhältnissen nachempfundenen Substrat, wie dies KONTROVITZ et al. (1979) mit verschiedenen Foraminiferenarten durchgeführt haben. Beide Möglichkeiten sind technisch

anspruchsvoll, sehr aufwendig und kostenintensiv, da große Mengen Originalsediment benötigt werden und die natürlichen Sedimentoberflächen bis ins Detail rekonstruiert werden müssen.

- die *in situ*-Bestimmung der kritischen Strömungsgeschwindigkeiten mit Unterwasser-Strömungskanälen (z.B. YOUNG & MANN (1985) in Wassertiefen bis zu einigen Metern) oder *in situ*-Messungen und Beobachtungen am Meeresboden. Auch diese beiden Methoden sind sehr kostenintensiv und technisch äußerst aufwendig.
- die Berechnung der kritischen Strömungsgeschwindigkeit für Einzelpartikel aus im Labor gemessenen Kornparametern. Die Grundlagen und Formeln hierfür wurden im wesentlichen von SHIELDS (1936) und HJULSTRÖM (1936) empirisch auf Grund von Laborversuchen ermittelt.

Bei der Erarbeitung der hydrodynamischen Parameter muß großes Augenmerk auf die Lösung des Problems der Transport-Äquivalenz gelegt werden. Zwei Partikel sind transport-äquivalent, wenn sie die gleiche kritische Strömungsgeschwindigkeit besitzen. Sie können aber völlig unterschiedliche Größen, Dichten, Formen und Oberflächenrauigkeiten haben. Proben aus dem Europäischen Nordmeer können je nach Probennahmepunkt und Kerntiefe zum Teil aus fast reinem Karbonat oder ausschließlich aus terrigenem Material bestehen. Will man kritische Strömungsgeschwindigkeiten zweier solcher Proben bestimmen und diese miteinander vergleichen, so muß die Transport-Äquivalenz für die unterschiedlichen Größen, Dichten, Kornformen und Oberflächenbeschaffenheiten geklärt werden. Da diese Parameter in unterschiedlicher Gewichtung in die Formeln für die kritische Strömungsgeschwindigkeit und die Sinkgeschwindigkeit eingehen, bedeutet Transportäquivalenz zweier Partikel mit unterschiedlichen Größen, Dichten, Formen und Oberflächenbeschaffenheiten nicht, daß diese auch die gleiche Sinkgeschwindigkeit haben.

2.8.3. Strömungsmechanische Grundlagen

Laminare und turbulente Bewegung stellen unterschiedliche kinetische Zustände in einem Fluid dar. Diese unterschiedlichen Zustände gelten sowohl für das Sinken von Partikeln in einem Fluid als auch für das Überströmen einer Sedimentoberfläche. Beim laminaren Strömen sind die Stromlinien gerade oder leicht gekrümmt und mehr oder weniger parallel. Turbulentes Strömen wird durch stark verflochtene, ständig wechselnde, 'chaotische' Stromlinien repräsentiert (s. Abb. 6). Ob ein Strömungszustand laminar oder turbulent ist, kann durch die Reynolds-Zahl beschrieben werden: $Re = \frac{w_s D}{\nu}$, mit w_s = Sinkgeschwindigkeit, D = Korndurchmesser und ν = kinematischer Viskosität.

Liegt die Reynolds-Zahl im Bereich von ca. 20 bis $2 \cdot 10^5$, so dominieren turbulente Kräfte, während viskose Kräfte bei einer Reynolds-Zahl unterhalb von ca. 20 vorherrschen und der Strömungszustand dann laminar ist. Physikalisch gesehen stellt die Reynolds-Zahl das Verhältnis der Trägheit zur Viskosität dar.

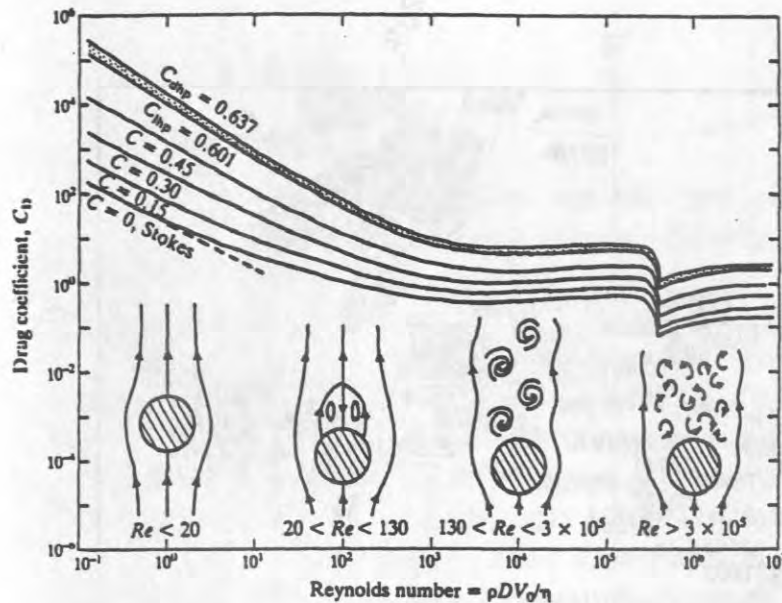


Abb. 6: Errechnete Schubspannungskoeffizienten C_D runder Partikel als Funktion der Reynolds-Zahl Re und der Partikel-Konzentration. Das Diagramm zeigt, wie sich die Stromlinien-Bewegungsmuster um einzelne Kugeln mit der Reynolds-Zahl ändern (aus ALLEN 1985).

sich stark durch den Geschwindigkeitsgradienten an der Sedimentoberfläche. Bei einer turbulenten Strömung ist der Geschwindigkeitsgradient wesentlich steiler als bei der laminaren Strömung. Demzufolge übt die turbulente Grenzschicht einen sehr viel stärkeren Scherstress auf die Sedimentoberfläche aus.

Bei den im Europäischen Nordmeer untersuchten Transportprozessen der Fraktion $>37 \mu\text{m}$ handelt es sich auf Grund der relativ hohen Strömungsgeschwindigkeiten ausschließlich um turbulente Strömungsvorgänge. Die Dicke der viskosen Unterschicht liegt bei den energiereichsten dieser Prozesse in der Größenordnung der Korndurchmesser transportierter Partikel, bei den energieärmsten Prozessen in der Größenordnung bis ca. 1,5 mm.

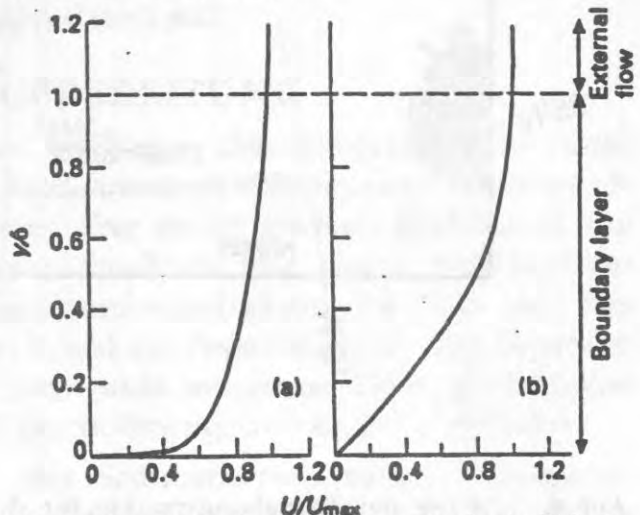


Abb. 7: Vergleich der Strömungsgeschwindigkeits-Profile einer turbulenten (a.) und laminaren (b.) Grenzschicht.

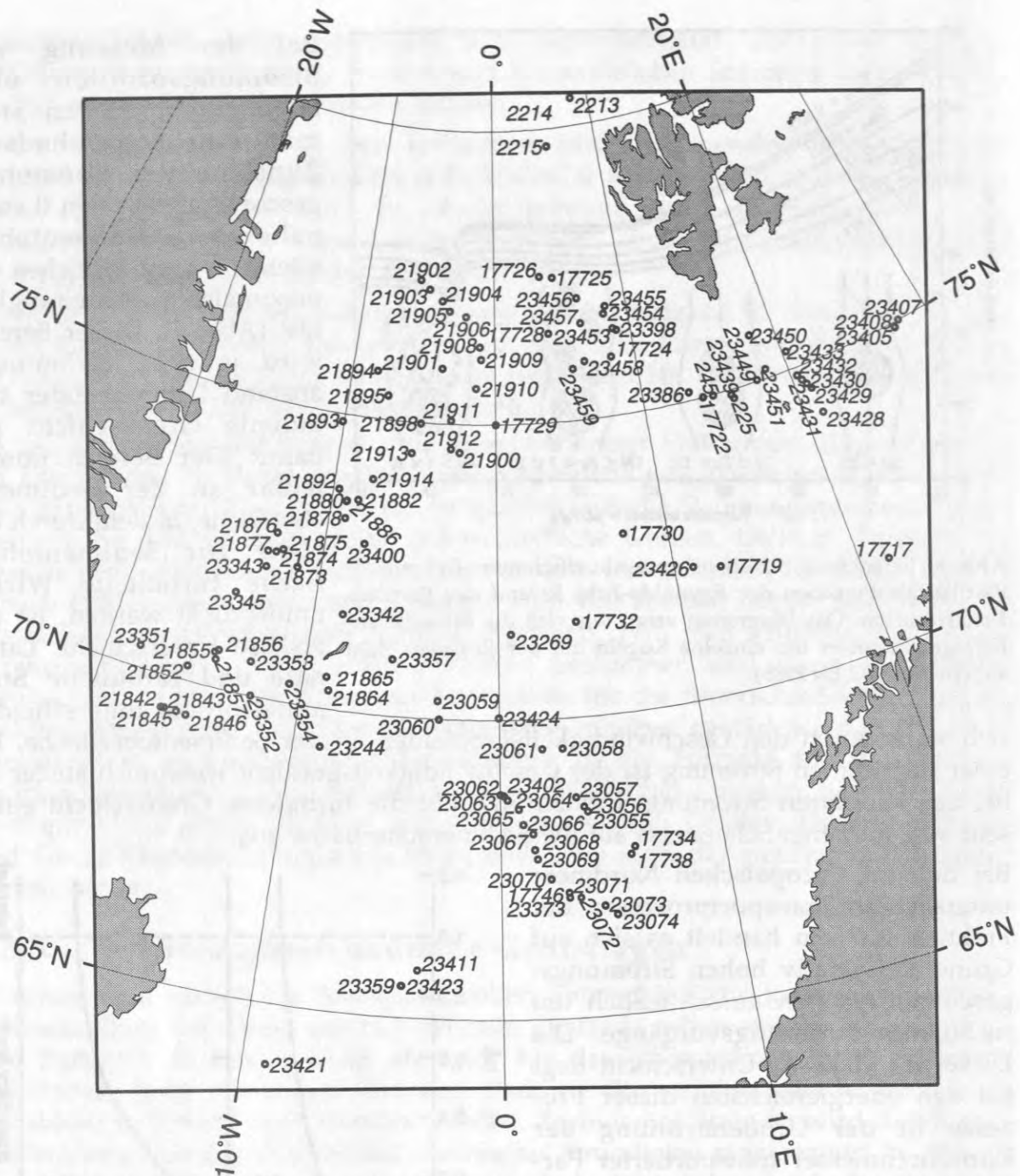


Abb. 8: Lage der Beprobungspunkte für die Großkastengreifer- und Kastenlotproben im Europäischen Nordmeer, die für die Untersuchungen von Sortierungseffekten und zur Rekonstruktion von Paläo-Strömungsintensitäten in dieser Arbeit verwendet wurden. Die Stationsdaten zu den einzelnen Kernen (Probennahmegerät, Position, Wassertiefe und Quelle dieser Kerndaten) sind in Tabelle A-1 im Anhang genannt.

3. METHODIK

3.1. PROBENMATERIAL

Das Probenmaterial dieser Studie umfaßt zum einen Kerne zweier Transsekte durch das Europäische Nordmeer, einem südlichen Transsekt bei ca. 68°N vom Vøring-Plateau über die Jan-Mayen-Bruchzone bis ins Grönlandbecken und einem nördlichen Transsekt bei ca. 76°N vom Spitsbergen-Kontinentalhang über den Knipovitch-Rücken in das Boreasbecken. Bei der Auswahl geeigneten Probenmaterials dieser beiden Transsekte stellte die umfangreiche Datenbasis über verfügbares und hinsichtlich anderer Fragestellungen bearbeitetes Probenmaterial eine wertvolle Hilfe dar (z. B. HENRICH *et al.* 1989, VOGELSANG 1990, HAMICH 1991, SÖDING 1991, HENRICH 1992, BAUCH 1993, WAGNER 1993, WEINELT 1993). Zum anderen wurde anhand zahlreicher Oberflächenproben aus dem Europäischen Nordmeer mit den gleichen Untersuchungsmethoden ein Bild des rezenten Zustandes zu rekonstruieren versucht. Darüberhinaus wurden einige Proben aus dem Bereich des Barentsschelf-Hanges, aus der Kveitehola-Rinne und der Spitsbergen-Bank untersucht, um der Fragestellung nach sedimentologischen Transportprozessen in diesem Bereich nachzugehen. Die Positionen aller verwendeten Kerne sind in Abb. 8 dargestellt.

Das Probenmaterial der Transsekte stammt von Großkastengreifern und Kastenloten, die Oberflächenproben wurden aus Großkastengreifern entnommen. Bei den Proben von der Spitsbergenbank handelt es sich um Backengreifer-Proben. Tabelle A-1 im Anhang listet die Bezeichnung der Kerne mit ihren Kenndaten (Gerät, Position, Wassertiefe, Quelle der Kerndaten) auf.

3.2. PROBENNAHME UND -AUFBEREITUNG

Aus Kastenloten und Großkastengreifern wurden in den entsprechenden Tiefen mit einem 1 cm breiten Spatel ca. 50 ml Probenmaterial entnommen. Dieses wurde zunächst gefriergetrocknet und anschließend über ein 63 µm-Sieb geschlämmt. Die Grobfraction >63 µm wurde nach dem Trocknen mit einem Mikrosplitter heruntergeteilt, um Splits zur Sinkgeschwindigkeits-Analyse in der Sedimentationswaage MacrogranometerTM und zur Separation mit dem Separator 3STM zu erhalten. Die Feinfraction <63 µm wurde mit einem Flüssigprobenteiler soweit heruntergeteilt, daß die Splits eine Feststoffmenge von ca 4-5 g enthielten.

Um den Sinkgeschwindigkeitsbereich der Sedimentationswaage voll auszu-schöpfen, wurde das Korngrößenspektrum der Grobfraction für einige Messungen auf den Bereich >37 µm erweitert. Die Abtrennung bei 37 µm erfolgte in Atterberg-Zylindern nach dem Stokes'schen Gesetz. Zunächst wurde in diesen Zylindern durch Rühren der <63 µm-Fraction eine homogene Suspension hergestellt. Nach Beendigung des Rührens verstrich ein Zeitspanne, nach der dem Stokes'schen Gesetz zufolge auch diejenigen 37 µm großen Partikel den Boden des Gefäßes erreicht hatten, die sich bei Beendigung des Rührens ganz oben in der

Suspensionssäule befanden. Nach Ablauf dieser Zeitspanne wurde die überstehende Suspension abgepumpt, der Zylinder wieder mit destilliertem Wasser aufgefüllt, die Suspension wieder homogenisiert u.s.w. Dieser Vorgang wurde so oft wiederholt, bis die Wassersäule nach Ablauf der Zeitspanne völlig klar war und man somit davon ausgehen konnte, daß sich keine Partikel mehr in der Suspension befanden, die langsamer als 37 µm große Partikel sinken und daß die 37 µm bis 63 µm-Fraktion am Boden des Zylinders angereichert war. Der auf diese Weise abgetrennte Teil der Feinfraktion von 37 µm bis 63 µm wurde getrocknet und dem Grobfraktionsanteil >63 µm zugeschlagen. Von der resultierenden >37 µm Fraktion wurden dann wie bei den >63 µm-Proben mit dem Mikrosplitter Aliquots für die Sinkgeschwindigkeits-Analyse und für Separationen hergestellt.

3.3. ANALYSEMETHODEN

Für die Partikel der Grobfraktionen >37 µm bzw. >63 µm wurden Sinkgeschwindigkeits-Analysen mit der Sedimentationswaage MacrogranometerTM durchgeführt. Ergab sich aus der Sinkgeschwindigkeits-Analyse eine polymodale Verteilung, wurde in den meisten Fällen ein Split derselben Probe mit dem Separator 3STM in Sinkgeschwindigkeitsfraktionen geteilt, um eine Komponentenanalyse vornehmen zu können. Ein weiterer Split aller Proben >37 µm wurde mit Salzsäure behandelt, um alle Karbonat-Partikel zu lösen. Der karbonatfreie Rest wurde gewogen, um den prozentualen Karbonatgehalt der Grobfraktion errechnen zu können und anschließend in der Sedimentationswaage gemessen. Durch Subtraktion der karbonatfreien Sinkgeschwindigkeits-Verteilung von der Gesamt-Sinkgeschwindigkeits-Verteilung läßt sich die Karbonat-Sinkgeschwindigkeits-Verteilung errechnen.

An der Feinfraktion wurden Korngrößen- bzw. Sinkgeschwindigkeits-Analysen mit SediGraph, Lasergranulometer und Siltsedimentationswaage durchgeführt. Die Messungen der Grob- und Feinfraktion können an ihrer Schnittstelle weder unmittelbar aneinandergesetzt werden, noch ergeben die verschiedenen Methoden der Feinfraktionsmessung ein übereinstimmendes Bild, wie dies schon von verschiedenen Autoren dokumentiert wurde (STEIN 1985, FÜCHTBAUER 1988, SINGER *et al.* 1988).

Für die Bestimmung von Partikelgrößen der Grobfraktion wurde das Bildanalysesystem NIH Image 4.41 genutzt.

Obwohl Literatur zu Funktionsprinzipien und Problematiken der genannten Geräte und Methoden existiert (Überblicke geben SYVITSKI 1991 und SINGER *et al.* 1988), beschreiben die folgenden Kapitel die wichtigen Aspekte noch einmal, um ein Verständnis der hier behandelten Themen anhand dieses Textes zu ermöglichen.

3.3.1. Sand-Sedimentationswaage

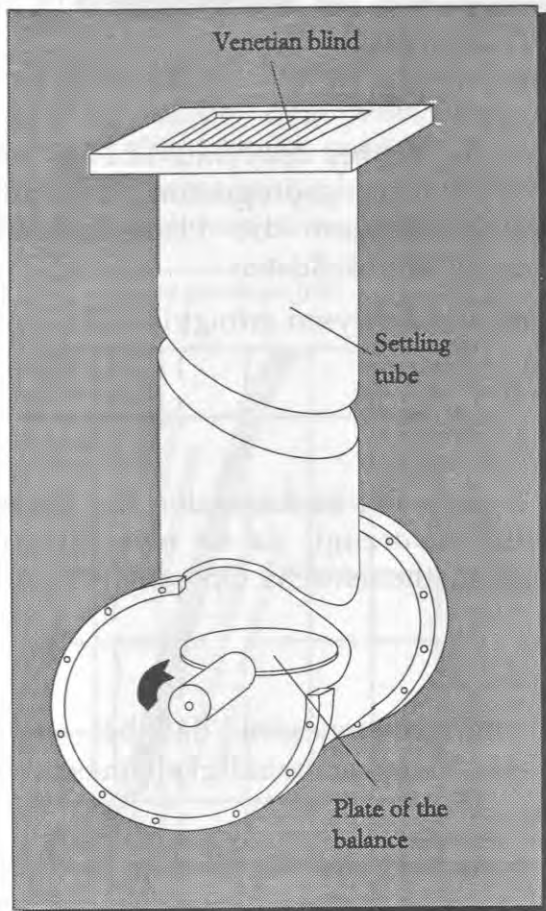


Abb. 9: Schematische Darstellung der wichtigsten Bauelemente der Sedimentationswaage.

Die Sedimentationswaage Macrogranometer™ (Abb. 9) ist ein Fallrohr, das die Messung der Sinkgeschwindigkeit der Sandfraktion von Proben durch Gewichtszuwachs auf einem Wägeteller erlaubt. Die wesentlichen Bauteile dieses Gerätes sind:

- eine Jalousie zur Probeneingabe,
- eine Glasröhre als Sedimentationsstrecke,
- eine Wägeeinrichtung,
- eine Kontrolleinheit mit A/D-Wandler und Steuerungsprogramm.

Jalousie

Die Jalousie gewährleistet eine optimale Probeneingabe, bei der störende Effekte möglichst gering gehalten werden. Sie ist aus 24 Lamellen aufgebaut, die bei Start der Messung die Partikel der Probe freigeben, indem die Lamellen in die senkrechte Position schwenken und um diese Stellung 3 Sekunden lang mit einer Frequenz von 5 Schwingungen pro Sekunde rütteln. Auf diese Art und Weise

wird eine weitgehend gleichzeitige Freigabe der Probe gewährleistet. Das Rütteln löst Körner, die adhäsiv an der Jalousie haften. Die Jalousie und die darauf befindliche Probe befinden sich unterhalb der Wasseroberfläche. Um Verfälschungen der Sinkgeschwindigkeit durch den Partikeln anhaftende Luftblasen oder durch Luft, die sich z. B. in Foraminiferenschalen befindet, zu verhindern, werden die Probensuspensionen vor Aufbringen auf die Jalousie bis auf etwa 100 mbar evakuiert.

Glasröhre

Die Glasröhre der Sedimentationswaage ist 192 cm lang und hat einen Durchmesser von 20 cm. Sie wurde in ihren Dimensionen so bemessen, daß bei akzeptabler Analysenzeit eine Minimierung der Fehlerquellen bei der Sedimentationsanalyse, wie Randeffekte, Freigabe und Startverzögerung der Partikel gegeben ist (siehe auch unter Fehlerquellen am Ende dieses Abschnitts).

Wägeeinrichtung

Die Wägeeinrichtung ist das Kernstück der Sedimentationswaage. Mit einem

Wegaufnehmersystem registriert sie den Gewichtszuwachs auf dem Wägeteller. Daraus resultierende Spannungsänderungen werden von der Steuerungseinheit in eine Meßkurve umgesetzt, die die Basis für die Auswertung bildet.

Steuerungseinheit

Die Steuerungseinheit besteht aus einem Eurocom II-Rechner der Firma ELTEC mit MC6809-Prozessor und einem A/D-Wandler. Das Steuerungsprogramm ist in der Programmiersprache Flex geschrieben und koordiniert die Prozesse zur Durchführung einer Messung und die Aufzeichnung der Meßdaten.

Die Aufzeichnung der Sinkgeschwindigkeiten aus den Analysen erfolgt in PSI :

$$PSI = -\log_2 \left(\frac{w_s}{w_1} \right)$$

w_s ist die Sinkgeschwindigkeit in cm/s, w_1 ist 1 cm/s. PSI ist dimensionslos. Diese Form der Sinkgeschwindigkeitsdarstellung wird bevorzugt, da sie eine lineare Darstellung der Sinkgeschwindigkeit erlaubt und mathematische Operationen und Vergleiche leichter durchführbar macht.

FEHLERBETRACHTUNG

Die Dimensionen der Sedimentationswaage sind so bemessen, daß bei einer vertretbar langen Meßdauer die Fehler in der Sinkgeschwindigkeitsmessung minimiert werden:

- Die Beschleunigungszeit, die die Körner brauchen und die Strecke, die sie zurückgelegt haben, bis sie die terminale Sinkgeschwindigkeit erreichen, ist bei einer langen Sedimentationsstrecke im Verhältnis zu einer kürzeren geringer,
- Auch die Fehler, die daraus resultieren, daß nicht exakt alle Körner zur gleichen Zeit freigegeben werden, sind vergleichsweise geringer als bei kürzeren Sedimentationsssäulen.
- Wandeffekte werden mit zunehmendem Durchmesser der Sedimentationsröhre vergleichsweise kleiner.

Weitere Fehler resultieren aus der gegenseitigen Beeinflussung der Körner während des Sinkens. Zwei in ihrer Wirkung gegensätzliche Effekte sind:

- Die gehemmte Sedimentation: in der Sedimentationssäule entsteht ein Strom entgegen der Fallrichtung der Partikel, da die Partikel beim Sinken ein ihrem Volumen entsprechendes Volumen Wasser verdrängen.
- Die Sedimentationskonvektion (KUENEN 1968): Mehrere dicht beieinander befindliche Partikel bilden ein Cluster, welches durch gegenseitige Beeinflussung der Körner schneller sinkt, als es der Sinkgeschwindigkeit der einzelnen Partikel entspricht (STENHOUSE 1967, BREZINA 1970). Sedimentationskonvektion ist gegenüber der gehemmten Sedimentation der wirksamere Effekt (GELDORF 1978).

Durch diese Effekte wird die Menge einer Probe in ihrer Größe limitiert. Ein

limitierender Faktor an der unteren Grenze der Probenmenge ist die Repräsentativität. Es sollte genügend Material zur Messung in die Sedimentationswaage gegeben werden, daß sämtliche Korngrößen und -arten durch den Split statistisch repräsentativ vertreten sind, jedoch sollte der Split nicht so viel Material haben, daß Sedimentationskonvektion während des Sedimentierens auftritt. Abb. 10 zeigt nach BREZINA (1979) ein Diagramm, das für Quarzsand und eine Sedimentationsäule mit 20 cm Durchmesser die optimale Probenmenge in Abhängigkeit von einer geschätzten kritischen Korngröße zeigt.

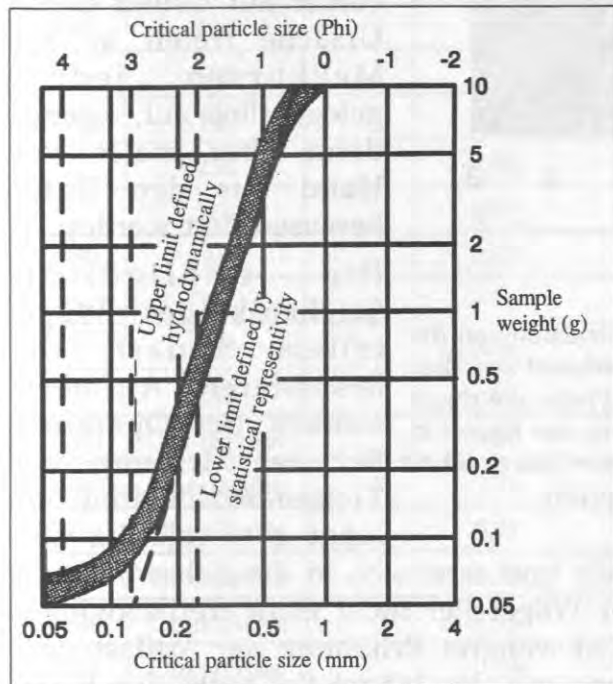


Abb. 10: Darstellung der Probenmenge, bei der in Abhängigkeit von einer mittleren Korngröße einerseits eine repräsentative Anzahl an Partikeln in der Probe vorhanden sind und andererseits Störeinflüsse auf das Sinken einzelner Partikel durch eine zu hohe Partikelkonzentration in der Wassersäule minimiert sind.

Da die mittlere Korngröße selten schon vor der Sinkgeschwindigkeits-Analyse bekannt ist, wurde meist mit einer Probenmenge von ca. 500 bis 800 mg gemessen. Wenn das Sinkgeschwindigkeitsspektrum von Proben sehr stark zu langsamen Sinkgeschwindigkeiten verschoben ist, tritt in der Sedimentationsäule Clusterbildung auf, und die Cluster sinken schneller als die Einzelkörner auf den Wägeteller. Dieser Effekt ist nur gegen Ende der Messung in einem Sinkgeschwindigkeitsbereich $< \text{ca. } 0,7 \text{ cm/s}$ zu beobachten und kann sich dann mehrfach wiederholen. Abb. 11 zeigt als Beispiel für diesen Effekt die Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Probe aus 268 cm Kerntiefe aus Kastenlot 17728. Mit Pfeilen sind mehrere Peaks zwischen 1 und 3 PSI markiert, die ihre Ursache in dem beschriebenen Effekt haben. Die Bildung von größeren Clustern, die zu einer gravierenden Störung der Messung geführt hätten, wurde nicht beobachtet. Durch die

Bildung kleiner Cluster wird der Verlauf der Sinkgeschwindigkeitskurve unruhiger; eine grundsätzliche Veränderung tritt nicht ein. Bei Auftreten dieses Phänomens wurde die Messung mit weniger Probeneinwaage wiederholt, wenn noch genügend Probenmaterial vorhanden war.

Eine weitere Fehlerquelle sind Erschütterungen, die über die Aufhängung der Waage an der Wand den Wägeteller zum Schwingen anregen. Mit einem aufwendigen Stoßdämpfersystem und der Aufhängung an einer Wand, die statisch vom Rest des Gebäudes entkoppelt ist, wurde versucht, diesen Fehler zu minimieren. Rapide Luftdruckschwankungen, wie zum Beispiel beim Öffnen der Labortür, regen jedoch die Luftpolsterdämpfung der Waage und damit den Wägeteller zum Schwingen an und verursachen gravierende Störungen des Meßvorganges.

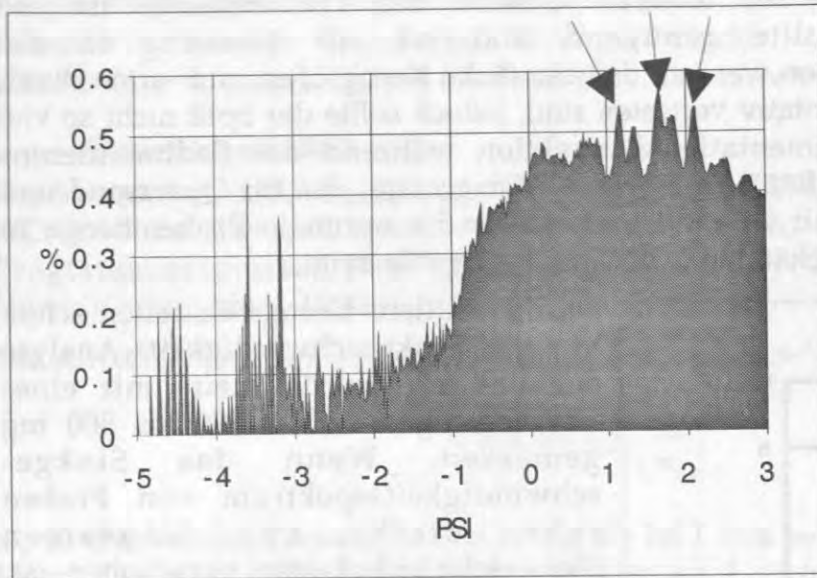


Abb. 11: Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Grobfraction von der Probe aus 263 cm Kerntiefe in Kastenlot 17728. Man erkennt zwischen 1 und 3 PSI mehrere kleine durch Pfeile markierte Peaks, die durch Clusterbildung auf Grund gegenseitiger Beeinflussung der Körner in der Sedimentationssäule stattfand und zu schnellerem Sinken führt, als es der Einzelpartikel-Sinkgeschwindigkeit entspricht.

Eine schwer zu erkennende und auch in ihrer Auswirkung schlecht zu erfassende Fehlerquelle stellt die Stromversorgung des Gerätes und des Meßverstärkers dar. Fehler auf Grund dieser Ursache treten in den Meßkurven jedoch gelegentlich auf, können dann aber meist von Hand aus den Daten herauseditiert werden.

Die empfindliche Mechanik des Wägetellers bedarf der besonderen Aufmerksamkeit des Operators. Bei der Messung von Tiefsee-Sedimenten gelangt zwangsläufig eine

feinere Kornkomponente in die Wassersäule und setzt sich in die Achsenführung des Wägetellers, was dazu führt, daß der Wägeteller nicht mehr frei schwingen kann. Der Wägeteller klemmt zunächst, bei weiterer Erhöhung der Auflast wird dann aber das Bremsmoment überwunden, und der Wägeteller sackt durch. Bei diesem Fehler ist es dann nicht mehr möglich, aus der aufgezeichneten Kurve die wahre Sinkgeschwindigkeits-Verteilung zu rekonstruieren. Die Messung muß wiederholt oder gänzlich verworfen werden.

3.3.1.1. Reproduzierbarkeit von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen

Um die Reproduzierbarkeit von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen mariner Sedimente statistisch abzusichern, wurde von zahlreichen Proben ein zweiter Split oder eine Parallelprobe gemessen. Diese Doppelmessungen erfolgten nicht unmittelbar nach den ersten Messungen, sondern meist Wochen später, um eine möglicherweise vorhandene Drift der Elektronik des Gerätes oder die Auswirkungen des Kleinklimas im Labor (Temperaturverteilung, Luftfeuchtigkeit, Luftdruck) zu erfassen. Weitere Einflußfaktoren auf die Reproduzierbarkeit von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen sind Fehler beim Splitten der Probe, die Splitgröße und damit auch die statistische Repräsentativität der einzelnen Partikelgruppen in der Probe (s. a. Kap. 3.3.1, Abb. 10).

Bei 22 Doppelmessungen folgender Kernpositionen und Tiefen wurden 2 Splits der Grobfraction $>37 \mu\text{m}$ untersucht und hierfür die Korrelation errechnet:

Kern	Tiefe [cm]	Korrelationskoeffizient
17728	136	0,98
21906	172	0,91
	184	0,91
23059	69	0,91
	224	0,87
23065	238	0,85
23071	100	0,92
	585	0,86
23244	149	0,95
	238	0,91
	268	0,84
23352	46	0,93
	194	0,96
	200	0,83
	240	0,95
17728	Oberfläche	0,91
21906	Oberfläche	0,78
21913	Oberfläche	0,97
21852	Oberfläche	0,69
23059	Oberfläche	0,97
23065	Oberfläche	0,94

Tabelle 1: Proben, bei denen Wiederholungsmessungen vorgenommen wurden und die Korrelationskoeffizienten für die zwei Messungen.

Für folgende 4 Oberflächen-sedimente stammen die Parallelproben aus verschiedenen Linern, die in ein und demselben Großkastengreifer genommen wurden (Korrelationskoeffizienten in Klammern): 21875 (0,68), 23269 (0,91), 23423 (0,96) und 23449 (0,94).

Die maximale Korrelation liegt bei 0,98 für die Probe aus Kerntiefe 136 cm in Kern 17728 (Abb. 12 a). Die minimale Korrelation ist 0,68 für die Oberflächenprobe von Kernposition 21875 (Abb. 12 b), die überwiegend darauf beruht, daß die Probe sehr grobe Komponenten beinhaltet, die in der Sedimentationswaage beim Auftreffen auf den Wägeteller Schwingungen verursachen. Diese Schwingungen sind bei den Parallelmessungen nicht sehr gut miteinander korreliert. Der Mittelwert der Korrelationen der 25 Doppelmessungen liegt bei 0,89. Bedenkt man, daß sowohl die Schwingungen des Wägetellers beim Auftreffen der schnellsten Partikel als auch kleinere Meßfehler auf Grund von Störungen, Schwankungen des Kleinklimas im Labor und Fehler beim Teilen der Probe in diesen Wert eingehen, so

kann die Korrelation als sehr gut bezeichnet werden.

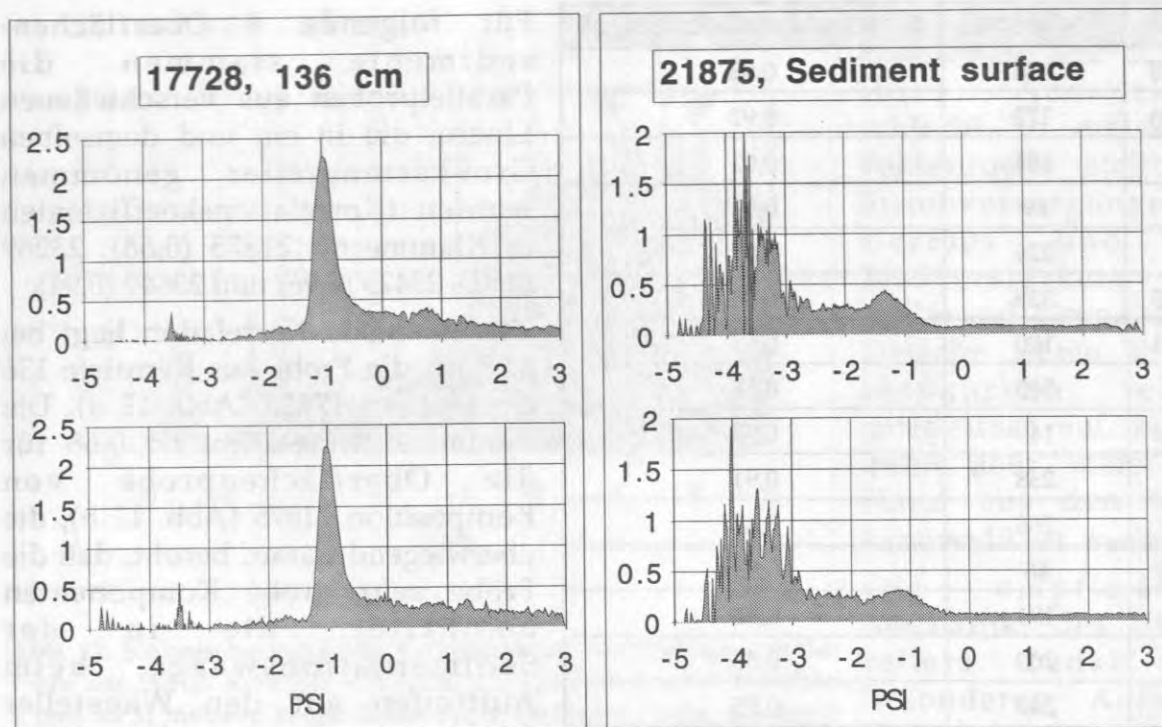


Abb. 12 a: Wiederholungsmessungen zweier Splits der Probe aus 136 cm Tiefe in Kastenlot 17728.

Abb. 12 b: Wiederholungsmessungen zweier Splits der Oberflächenprobe von Kernposition 21875.

3.3.2. Separator

Der Separator 3ST^M (Abb. 13) ermöglicht die Trennung von Sinkgeschwindigkeitsfraktionen sandkörniger Proben (OEHMIG & MICHELS 1994). Anhand dieser Fraktionen können die darin enthaltenen Partikel auf gemeinsame Merkmale wie Größe, Form und Art untersucht werden. Vor allem bei polymodalen Sedimenten kann hierdurch herausgefunden werden, ob und wenn ja welche, Partikelgruppen sich hinter den Peaks der Verteilung verbergen.

Die Jalousie und die Sedimentationsröhre des Separators haben die gleichen Dimensionen und Funktionen wie bei der Sedimentationswaage. Am Ende der Sedimentationsstrecke im Querzylinder findet man jedoch nicht, wie bei der Sedimentationswaage, eine Waage, sondern Transportbänder, die die Partikel in eine Kammer befördern und einen Mechanismus, der diese Kammer zu vorgewählten Zeitpunkten schließt und das darin befindliche Material dann in Probenbehälter ausspült.

Transportbänder

Die Transportbänder in dem Querzylinder unterhalb der Sedimentations säule sind 30° gegen die Waagerechte zur Sedimentationskammer hin geneigt. Sie werden durch Schrittmotoren angetrieben, die in den Antriebswalzen sitzen. Der schrittweise Vorschub der Bänder durch die Motoren unterstützt das Lösen der Partikel von den Bändern. Partikel, die sich über der Kammer nicht von den Bändern lösen,

werden durch Kunststofflippen von den Bändern gestreift. Die Fördergeschwindigkeit der Transportbänder für Partikel zur Sedimentationskammer entspricht zu jedem Zeitpunkt der Separation der Sinkgeschwindigkeit der Partikel, die am Ende der Sedimentationsssäule ankommen; die Bänder werden also im Laufe der Separation sukzessive langsamer. Dies gewährleistet zum einen eine minimale Störung des Sedimentationsvorganges durch die Transportbänder, zum anderen kommen Partikel, die auf die Bänder fallen und dann in die Sedimentationskammer transportiert werden, gleichzeitig mit Partikeln derselben Sinkgeschwindigkeit an, die direkt in die Kammer sedimentieren. Die Transportbänder bestehen aus 0,2 mm dicker PVC-Folie.

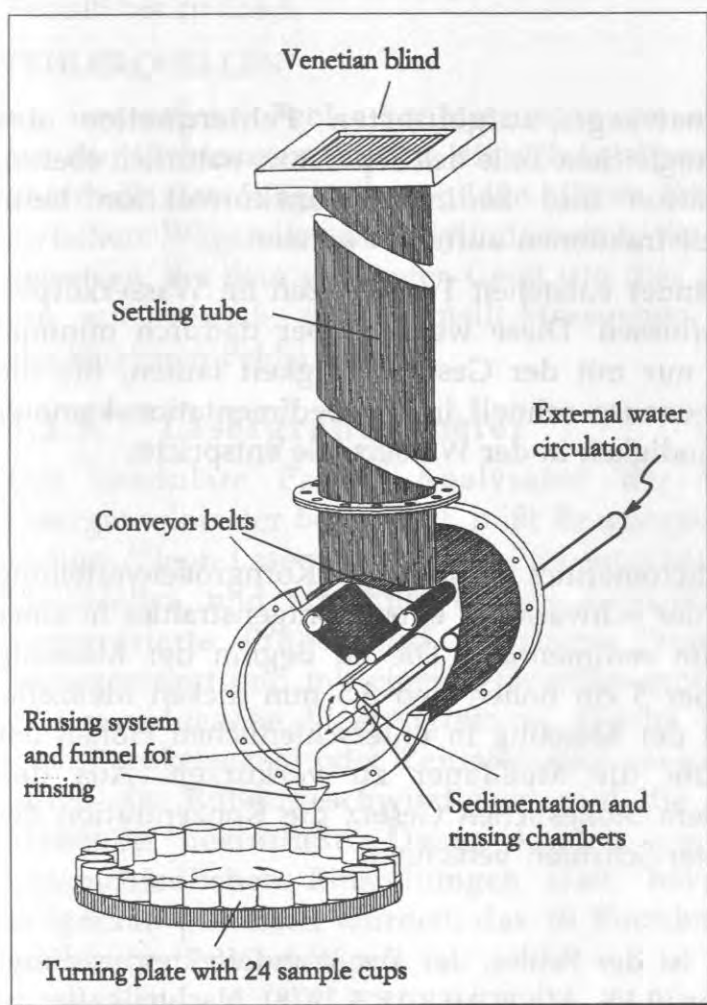


Abb. 13: Schematische Darstellung der wichtigsten Elemente des Separators.

Sedimentations- und Spülkammern

Die Sedimentations- und Spülkammern nehmen zunächst die Partikel aus der Sedimentationsssäule auf und werden dann gespült. Dies geschieht wechselweise, d.h., wenn die eine Kammer Sedimentationskammer ist, fungiert die andere als Spülkammer. Sie werden durch einen Motor mit Rutschkupplung automatisch in die jeweilige Position gedreht.

Spülsystem

Das Spülen der Kammern erfolgt durch einen externen Wasserkreislauf, so daß die Sedimentation in der Säule nicht gestört wird. Im normalen Separationsbetrieb wird die Probe in 1,8 s durch 400 ml destilliertes Wasser in einen Trichter gespült, der die Probe in die Gefäße auf dem Probenkarussell leitet.

Probenkarussell

Das Probenkarussell bietet Platz für 24 Probenbehälter. Diese bestehen aus einer Nutsche mit Sinterkeramikboden, so daß während des Separationsvorganges

bereits überstehendes Wasser ablaufen kann. Wenn kein Wasser mehr über den Fraktionen steht, können diese von dem Karussell genommen werden, um die Proben auszuspülen und zu trocknen. Die Anzahl der Probenbehälter limitiert bei der Sedimentationswaage die Anzahl der separierbaren Fraktionen. Theoretisch können, wenn man während der Separation nach der 24. Fraktion die Positionen der Probenbehälter jeweils wieder mit leeren Gefäßen besetzt, auch mehr als 24 Fraktionen separiert werden. In der Praxis hat sich jedoch herausgestellt, daß es selten sinnvoll ist, mehr als 8 Fraktionen zu separieren. Die erste Separation nach Beginn kann bei -3 PSI (entspricht einer Sinkgeschwindigkeit von 8 cm/s) vorgenommen werden. Die nachfolgenden Fraktionen können beliebig gewählt werden, sofern zwischen den Ausspülvorgängen eine Zeitspanne von mindestens 5,075 s verstreicht.

FEHLERQUELLEN

Die im Kapitel Sedimentationswaage aufgeführten Fehlerquellen des Macrogranometers gelten für die baugleichen Teile des Separators natürlich ebenso, wie auch gehemmte Sedimentation und Sedimentationskonvektion beim Separieren von Sinkgeschwindigkeitsfraktionen auftreten können.

Durch die Bewegung der Förderbänder entstehen Turbulenzen im Wasserkörper, die das Sinken der Körner beeinflussen. Diese werden aber dadurch minimal gehalten, daß die Bänder immer nur mit der Geschwindigkeit laufen, die die Partikel auf den Förderbändern genauso schnell in die Sedimentationskammer befördern, wie es ihrer Sinkgeschwindigkeit in der Wassersäule entspricht.

3.3.3. SediGraph

Der SediGraph 5000E der Firma Micromeritics ermittelt die Korngrößenverteilung von feinkörnigen Sedimenten aus der Schwächung eines Röntgenstrahles in einer Meßzelle, in der Probensuspension sedimentiert. Die zu Beginn der Messung homogene Suspension sinkt in einer 5 cm hohen und 3,5 mm dicken Meßzelle, wobei der Röntgenstrahl während der Messung in unterschiedlichen Höhen der Zelle die Transmission mißt, um die Meßdauer zu verkürzen. Aus den Transmissionswerten wird nach dem Stokes'schen Gesetz die Konzentration der einzelnen Korngrößen in Micrometer-Schritten berechnet.

FEHLERQUELLEN

Trotz der relativ flachen Meßzelle ist der Fehler, der aus Wandeffekten in dieser Meßzelle resultiert, vernachlässigbar (0,1%; MICROMERITICS 1978). Nachteilhafter ist dagegen die hohe Konzentration der Suspension, die zur erfolgreichen Durchführung einer Messung bei dem Gerät benötigt wird und die gelegentlich dazu führt, daß die Probe in der Meßzelle ausflockt und schnell auf den Boden der Meßkammer sinkt. Für die Messungen im SediGraphen wird empfohlen (MICROMERITICS 1978, STEIN 1985), bei den Proben zuvor die Tonfraktion abzutrennen und das Karbonat zu lösen. Dieses wurde jedoch für die in diesem Bericht aufgeführten Proben nicht gemacht. Bei einigen Meßdurchgängen flockte daher die Probe während der Messung aus. In diesen Fällen wurde die Messung

nach erneutem Homogenisieren wiederholt. Generell erschwerte das 'Black Box'-System des SediGraphen eine exakte Fehleranalyse sehr.

3.3.4. Silt-Sedimentationswaage

Die Silt-Sedimentationswaage JDE 46 A10 der Firma JANTRON mißt den Gewichtszuwachs von aus einer homogenen Suspension auf einen Wägeteller sinkenden Partikel über die Zeit. Aus der Meßkurve rekonstruiert das Gerät auf der Basis des Stokes'schen Gesetzes die Korngrößenverteilung der in der Suspension befindlichen Partikel. Die Konzentration der Suspension läßt sich so wählen, daß keine Fehler durch Dichtewolken auftreten. Ein wesentlicher Nachteil des Gerätes ist die Meßdauer von bis zu ca. 12 Stunden bei der Korngrößenverteilung von Feinsilt bis zu Sand.

FEHLERQUELLEN

Ein wesentlicher Fehler bei Messungen mit der Silt-Sedimentationswaage beruht auf den Dichteunterschieden, die sich bei Fortschreiten der Messung oberhalb und unterhalb des Wägetellers bilden. Diese führen zu einer Ausgleichsströmung zwischen Wägeteller und Zylinderwand, die den Wägeteller in Schwingungen versetzen. Bei dem genannten Gerät tritt dies ca. im Korngrößenbereich kleiner 20 µm auf. Mittel- und Feinsilt-Messungen sind daher mit einem schwer abschätzbaren Fehler behaftet.

3.3.5. Lasergranulometer

Der 'modulare Partikel-Analysator' der CIS-LOT GmbH, gemeinhin als Lasergranulometer bezeichnet, mißt Beugungsbilder und Abschattungszeiten eines Helium/Neon-Lasers durch die Probenpartikel in einer Meßzelle mit mehreren Photozellen und errechnet daraus die Größe der Partikel. Die sehr gering konzentrierte Probe wird in einem Probenbehälter durch einen Rührer homogenisiert und mit einer Peristaltikpumpe durch eine Meßzelle gepumpt. Es gibt verschiedene Meßprogramme, welche Wiederholungsmessungen stapeln, nach Partikelanzahl oder Zeitintervallen messen; zudem wird die Messung auch durch die Rührergeschwindigkeit und die Durchflußgeschwindigkeit in der Meßzelle beeinflusst. Daher fanden umfangreiche Versuchsreihen mit unterschiedlichen Einstellungen statt, bevor sämtliche Proben mit einem Programm gemessen wurden, das 10 Einzelmessungen mit einer Mindestanzahl gemessener Partikel stapelt.

FEHLERQUELLEN

Zu hohe Konzentrationen an Partikeln in der Suspension führen zu künstlich großen Körnern, da in der Meßzelle durch Überlagerung mehrerer Partikel größere Korndurchmesser vorgetäuscht werden. Eine zu hohe Durchflußgeschwindigkeit der Probensuspension durch die Meßzelle führt ebenfalls zu größeren Partikeldurchmessern als tatsächlich vorhanden sind. Eine Kamera liefert von den Partikeln in der Meßzelle Standbilder, die eine Bewertung der Situation in der Meßzelle erlauben, so daß auf die genannten Fehler schnell reagiert werden kann.

Der Rührer im Probengefäß des Lasergranulometers sollte genügend Turbulenz erzeugen, um eine homogene Suspension zu jedem Zeitpunkt der Messung zu gewährleisten, so daß auch jeweils eine repräsentative Teilprobe in die Meßzelle gepumpt wird.

3.3.6. Fazit der Feinfraktionsmessungen mit unterschiedlichen Methoden

Feinfraktions-Meßmethoden, die eine Korngrößenverteilung auf der Basis der Sinkgeschwindigkeit der Partikel ermitteln, sind anderen Meßmethoden vorzuziehen, wenn die Ergebnisse die Sinkgeschwindigkeits-Analysen einer Sand-Sedimentationswaage ergänzen sollen. Die Partikelhäufigkeit, die das Lasergranulometer ermittelt, spiegelt auch nach der Umrechnung in eine Korngrößenhäufigkeit nur unzureichend die Gewichtsanteile der einzelnen Korngrößen in den Proben wider. Die bestgeeignete Methode stellt die Silt-Sedimentationswaage dar, die jedoch nicht zur Messung aller Proben zur Verfügung stand. Außerdem hat das benutzte Modell auf Grund der beschriebenen Störungen durch Ausgleichsströmungen eine ausgeprägte Schwäche im Korngrößenbereich kleiner ca. 15 bis 20 µm. Eine brauchbare Alternative zur Silt-Sedimentationswaage stellt der Sedigraph dar, dessen Messungen zur Interpretation der bearbeiteten Proben auch letztendlich herangezogen wurden.

3.3.7. Bildanalyseesystem

Mit dem Bildanalyseesystem NIH Image 1.41 wurden halbautomatisch Korngrößenanalysen an separierten Fraktionen durchgeführt, die die Grundlage für die Berechnung der hydrodynamischen Parameter und der biometrischen Foraminiferendaten bildeten. In jeder der gemessenen Proben wurden dazu zwischen ca. 65 und 250 Partikel analysiert. Die separierte Fraktion wurde zur Korngrößenanalyse in einer gleichmäßigen Schüttung in einer Ausleseschale ausgestreut und über eine Videokamera und eine Videokarte in den Rechner eingelesen und digitalisiert. Das Programm bestimmt die Korngröße, indem in jedes der zu analysierenden Partikel eine Ellipse mit maximaler Fläche eingepaßt und deren größter und kleinster Achsendurchmesser als Kennwert der Korngröße aufgezeichnet wird. Das arithmetische Mittel der Mittelwerte der größten und kleinsten Ellipsenachsen diente als Partikeldurchmesser für die Berechnungen der hydrodynamischen Parameter.

3.4. AUSWERTUNG POLYMODALER SINKGESCHWINDIGKEITS-VERTEILUNGEN - BEISPIELE

Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen beinhalten eine Fülle an Informationen über die Zusammensetzung des Sedimentes und die Prozesse, die zu seiner Ablagerung führten. Will man diese Prozesse analysieren und die Informationen hierzu aus dem Sediment extrahieren, so müssen zunächst die Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen 'autochthoner' Partikel, die mit den Erosions-, Transport- und Ablagerungsprozessen des Sedimentes nichts zu tun haben, von der Gesamt-Sinkgeschwindigkeits-Verteilung des Sedimentes subtrahiert werden (MICHELS 1995).

Hierzu müssen eindeutig polymodale Gesamt-Verteilungen in ihre Komponenten-Verteilungen zerlegt werden. In der Literatur gibt es zahlreiche mathematisch-statistische Methoden für die Lösung dieser komplizierten Aufgabe, die drei großen Gruppen zugeordnet werden können: analytische Methoden, graphische Methoden und numerische Methoden.

Eine Übersicht über Annahmen, Voraussetzungen und das Leistungsvermögen dieser Methoden gibt CLARK (1976). Die Annahmen, die zur Durchführung der Verfahren gemacht werden müssen, erwiesen sich jedoch als zu einschränkend für diese Fragestellung. Entweder existiert bei den Methoden eine mathematisch bedingte Obergrenze von 2 bis 3 Komponenten, in die zerlegt werden kann, oder es muß die Annahme getroffen werden, daß alle Komponenten Gauss-verteilt sind, oder es muß ein geschätzter Mittelwert oder Wert der Standardabweichung in die Berechnung eingehen. Daher wurde mit Hilfe des Separators eine Methode entwickelt, polymodale Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen anhand gemessener Verteilungen der häufigsten Komponenten zu zerlegen (MICHELS 1995).

3.4.1. Experimentell-analytische Methode zur Zerlegung von polymodalen Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen

Mit der Sedimentationswaage und dem Separator existiert ein Gerätesystem, das es ermöglicht, die Partikel zu analysieren, die die verschiedenen Peaks einer polymodalen Verteilung aufbauen (OEHMIG & MICHELS 1994). In mikropaläontologischen Arbeiten im SFB 313 (STRUCK 1992, BAUCH 1993) und zahlreichen Separationen stellten sich folgende 3 planktische und 3 benthische Foraminiferenarten als die häufigsten heraus, die zu jeweils mehr als 90% den Anteil an planktischen bzw. benthischen Foraminiferen stellen:

- planktische Foraminiferen: *Neoglobobulimina pachyderma*,
 Globigerina bulloides,
 Globigerina quinqueloba.
- benthische Foraminiferen: *Pyrgo rotalaria*,
 Cibicides wuellerstorfi,
 Oridorsalis umbonatus.

Sedimentproben aus unterschiedlichen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer, bei denen von mikropaläontologischen Auszählungen bekannt war, daß sie hohe Anteile einer der genannten Foraminiferenarten führen, wurden daraufhin auf ihre Sinkgeschwindigkeit untersucht. Die Meßkurven ergaben nach dem Entspiken und Glätten Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der einzelnen Foraminiferenarten, die in Abb. 14 zu sehen sind. Außer diesen Peaks der 6 Foraminiferenarten ist zwischen 1 und 3 PSI ein Sinkgeschwindigkeits-Bereich ausgewiesen, in dem nur Foraminiferenbruchstücke anzutreffen sind, wenn man die Grobfraction zuvor über ein 63 µm-Sieb von der Feinfraktion abgetrennt hat.

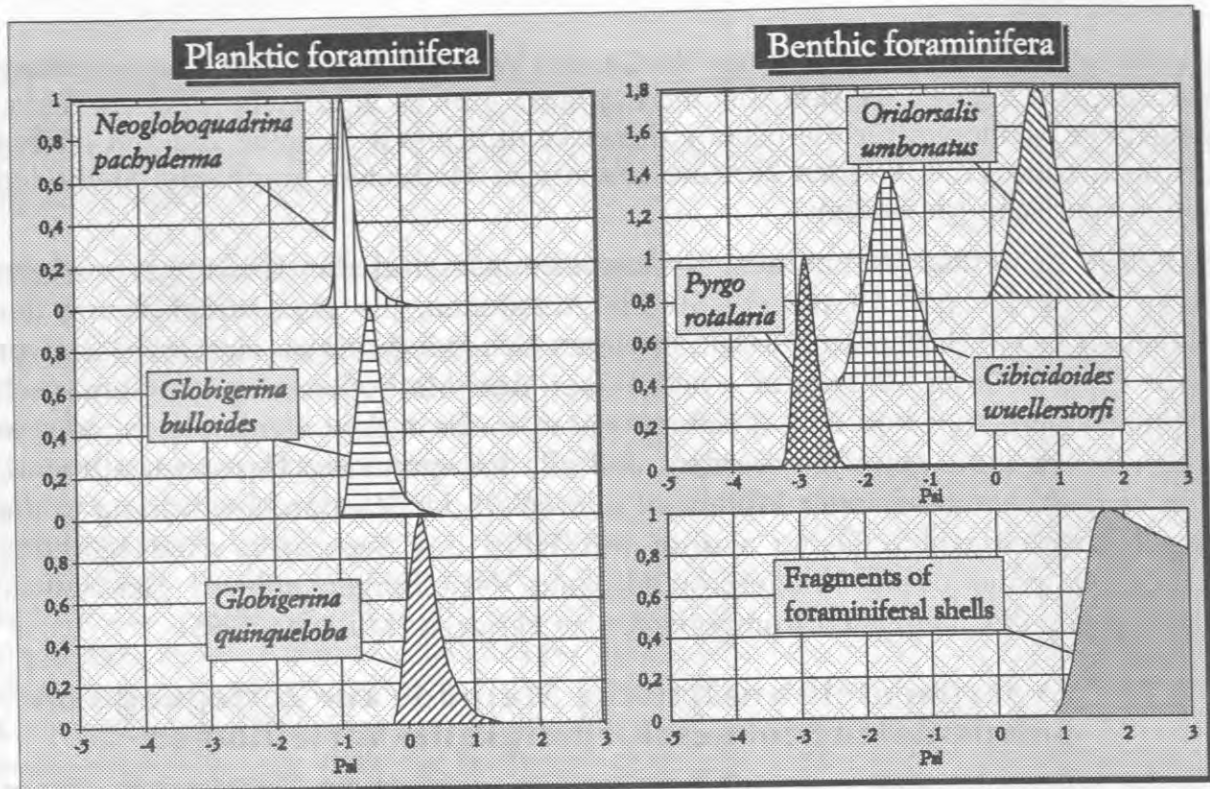


Abb. 14: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der drei wichtigsten benthischen und planktischen Foraminiferenarten im Europäischen Nordmeer.

Dies ist darin begründet, daß die Sinkgeschwindigkeit von $63\text{ }\mu\text{m}$ großen Kugeln der Dichte $2,65\text{ g/cm}^3$ nach der Sinkgeschwindigkeits-Formel von GIBBS *et al.* (1971) bei ca. $1,63\text{ Psi}$ liegt. Alle Partikel, die langsamer als mit $1,63\text{ Psi}$ sinken und beim Schlämmen auf einem $63\text{ }\mu\text{m}$ -Sieb liegenbleiben, haben eine geringere Dichte, eine rauhere Oberfläche oder, bei marinen Proben der wichtigste Faktor, eine von der Kugelform abweichende Gestalt. Aus der Analyse von separierten Fraktionen des Sinkgeschwindigkeits-Bereiches zwischen 1 und 3 PSI und der Analyse karbonatfreier Proben läßt sich der in der Abb. 14 unten rechts gezeigte Bereich rekonstruieren, in dem nahezu ausschließlich Foraminiferenbruchstücke in der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung zu finden sind.

Anhand dieser Kurven können nun Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Gesamtgröbfraktion in die Verteilungen ihrer Hauptkomponenten zerlegt werden, indem man nach dem folgenden Schema vorgeht:

- in separierten Fraktionen bestimmt man den Hauptbestandteil eines Peaks durch Auszählen oder durch Schätzen der Kornzahlprozent mit Hilfe von Schätzbildern. Handelt es sich um eine der genannten Foraminiferenarten, so lassen sich der Psi-Wert des Maximums und die Amplitude des Peaks aus dem Auszähl- oder Schätzwert und der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung ableiten (s. Abb. 15).

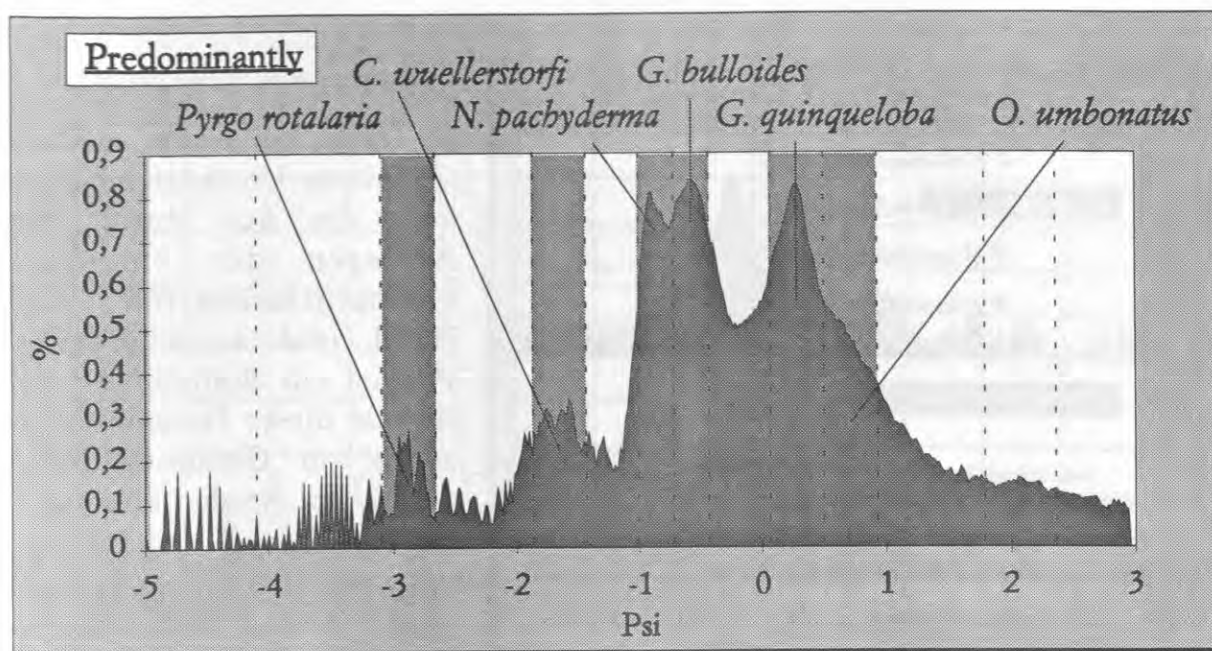


Abb. 15: Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Probe 2,5 bis 5 cm aus Großkastengreifer 23063. Mit den gestrichelten Linien sind die Grenzen separierter Fraktionen eingezeichnet. Die Hauptbestandteile der Maxima der Verteilung, die nach dem Separieren in den Fraktionen ausgezählt oder abgeschätzt wurden, sind den entsprechenden Sinkgeschwindigkeitsbereichen zugeordnet.

- den auf diese Weise bestimmten Peak kann man nun von der Ausgangs-Sinkgeschwindigkeits-Verteilung subtrahieren. Die resultierende Sinkgeschwindigkeits-Verteilung zeigt nun nur noch das Sinkgeschwindigkeitsspektrum der restlichen Komponenten.
- auf diese Weise verfährt man mit allen Foraminiferenarten, sofern sie in den separierten Fraktionen als Hauptbestandteil enthalten und damit als Peaks in der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung zu erkennen sind.

In Abb. 16a ist für die Probe der Kerntiefe 2,5 bis 5 cm aus Kern 23063 vom äußeren Vøring-Plateau dieses Verfahren veranschaulicht. Sukzessive werden die nach dem beschriebenen Verfahren bestimmten Peaks der 6 genannten Foraminiferenarten von der Ausgangs-Sinkgeschwindigkeits-Verteilung subtrahiert. Der nach Subtraktion dieser 7 Verteilungen verbleibende Rest beinhaltet sowohl andere planktische und benthische Foraminiferenarten als auch terrigenen, advektierten Detritus. Der Anteil der einzelnen Foraminiferenarten an der Gesamtverteilung läßt sich graphisch sehr gut darstellen, wenn man die Einzelverteilungen, die in Abb. 16a von der Ausgangsverteilung subtrahiert wurden, 'stapelt' und in einem Diagramm darstellt (Abb. 16b). Dieser Abbildungstyp wurde bei der Erläuterung der Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen strömungsbeeinflusster Sedimente im folgenden Kapitel 3.4.2 gewählt, um die Anteile der Foraminiferenarten an den Verteilungen darzustellen und damit die Auswirkungen unterschiedlicher Strömungstypen auf die Gesamtverteilungen zu verdeutlichen.

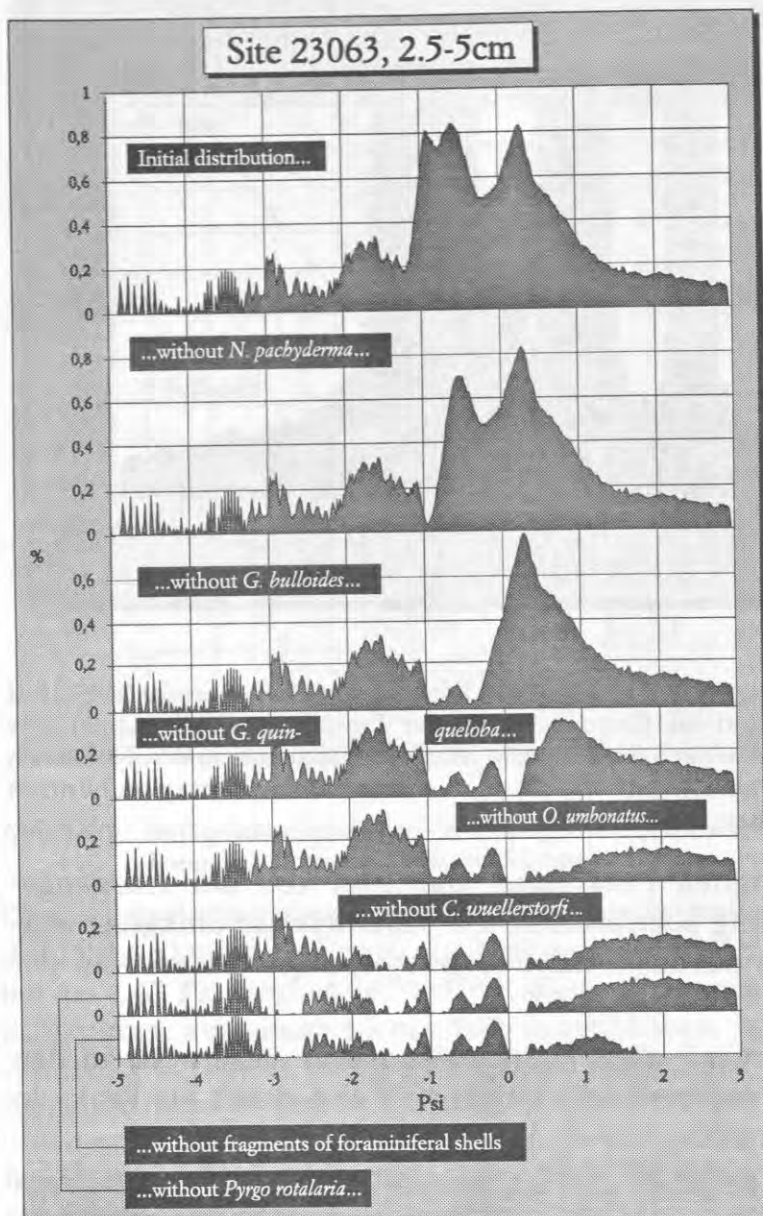


Abb. 16a: Die Peaks der einzelnen Foraminiferenarten werden sukzessive von der Ausgangs-Sinkgeschwindigkeits-Verteilung subtrahiert.

Probe in Abhängigkeit vom Kalzifizierungsgrad der Foraminiferen von den statistisch ermittelten Standardverteilungen leicht abweichen. Vor allem Proben aus den Sauerstoffisotopen-Stadien 6 und 2 weisen auf Grund ihrer Ökologie (vermehrt kristalline Schalenstruktur) häufig eine höhere Standardabweichung auf. Die Lage des Maximums, die die Grundlage für die Berechnung von Strömungsintensitäten bildet, wird hiervon jedoch nicht beeinflusst.

FEHLERBETRACHTUNG

Es treten bei einem solchen Verfahren Unschärfebereiche auf, die nur durch ein Auslesen der einzelnen Foraminiferenarten von Hand und anschließendes Wiegen zur Bestimmung der Anteile dieser Foraminiferenarten am Gesamtsediment vermieden werden könnten.

Die Lage der Peaks der einzelnen Foraminiferenarten auf der Sinkgeschwindigkeitsachse variiert innerhalb enger Grenzen, die sowohl vom Größenwachstum der Foraminiferen als auch von den in Kapitel 3.3.1 beschriebenen Konzentrationseffekten der Splitgröße, der Schalendicke der Foraminiferen-Gehäuse und ihrem Kalzifizierungsgrad abhängt. Der hierdurch verursachte Fehler ist jedoch gering. Die Abhängigkeit der Foraminiferen-Peakform von der Ökologie der Foraminiferen stellt einen weiteren Problem- punkt dar; die Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der einzelnen Foraminiferenarten können von Probe zu

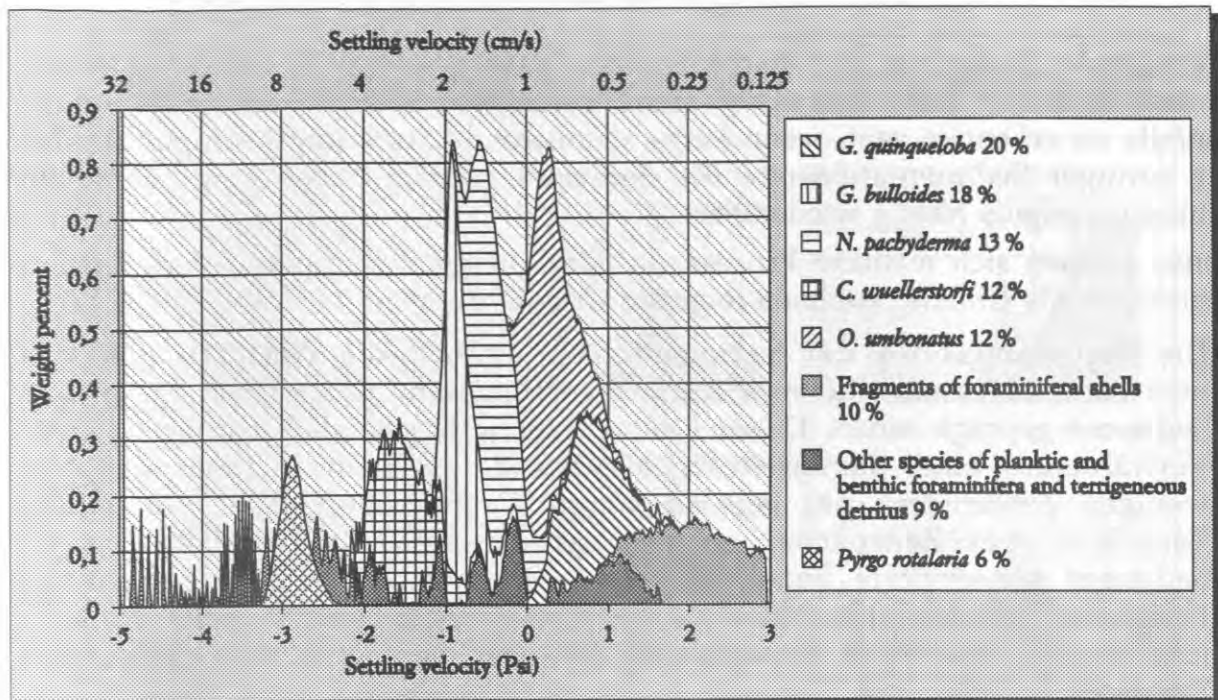


Abb. 16b: Diese Darstellungsform veranschaulicht sehr gut die Anteile der einzelnen Foraminiferenarten an der Gesamtverteilung der Probe 2,5 bis 5 cm aus Kern 23063. Aus der Fläche der einzelnen Foraminiferenpeaks läßt sich der prozentuale Gewichtsanteil einzelner Foraminiferenarten an der Grobfraction ermitteln (s. Legende).

3.4.2. Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen strömungsbeeinflusster Sedimente

Durch die zuvor beschriebene Analyse bi- und polymodaler Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen Foraminiferen-führender Sedimente werden Abweichungen der Verteilungen einzelner Foraminiferenarten von ihren statistisch ermittelten Standardverteilungen sofort erkannt. In diesen Fällen müssen andere Faktoren die Zusammensetzung des Sedimentes beeinflusst haben. Als Ursache kommen hier ausschließlich Strömungs- und Transportprozesse in Frage.

Die Sedimentationsraten liegen für weite Teile des Europäischen Nordmeeres bei wenigen Zentimetern pro tausend Jahren. Diese Raten entsprechen in etwa der Menge des Sedimentes, das auf Grund biogener Produktion und terrigenen Eintrags durch Strömungen, Rutschungen, Turbidite und Meereis- und Eisbergtransport am Meeresboden akkumuliert. Dies bedeutet wohl nicht, daß ca. 0,1 μm Sediment pro Tag abgelagert werden, sondern daß die Sedimentation von Sedimentationereignissen, wie Planktonblüten und Strömungsmaxima, geprägt ist. Bei Strömungsereignissen kann dabei je nach Intensität ein unterschiedlich mächtiger Stapel Sediment beeinflusst werden. In Contourstromgebieten am Kontinentalfuß vor der Nordamerikanischen Ostküste wurden z. B. nach einem Tiefseesturm-Ereignis Sedimentationsraten von bis zu 1,4 cm pro Monat gemessen. Die holozäne Sedimentationsrate lag jedoch nur bei 5,5 cm pro tausend Jahre (HOLLISTER & NOWELL 1991). Beprobt man ein solches Sediment, wird man wahrscheinlich einen eindeutigen Prozeß der Sediment-Entstehung in den Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen erkennen können, da besonders starke und

tiefgreifende Ereignisse mit nachfolgender außergewöhnlich hoher Sedimentationsrate besser erhaltungsfähig sind. Ein eindeutiger Prozeß wird jedoch ebenfalls zu erkennen sein, wenn lange stagnierende Strömungsbedingungen bei sehr geringer Sedimentationsrate das Sediment geprägt haben bzw. wenn ein Strömungsereignis häufig wiederkehrt.

Ebenso können sich mehrere Prozesse in den Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen abzeichnen. Als Ursache kommen folgende Gründe in Frage:

- Die Beprobungshöhe der Sedimentschicht umfaßt die Ablagerungen von mehreren unterschiedlichen Strömungsereignissen, die nacheinander das Sediment geprägt haben. Dieser Grund trägt wahrscheinlich häufig zu einer Verwässerung eines deutlichen Signales bei, da bei Sedimentationsraten von wenigen Zentimetern pro tausend Jahren die Beprobungshöhe von einem Zentimeter eine Zeitspanne von mehreren hundert Jahren umfaßt. Das im Sediment konservierte Signal ist also zumeist ein Mischsignal mehrerer Ereignisse. Häufen sich Strömungsereignisse eines Typs an einer Probenlokalität, so hinterlassen sie wahrscheinlich aber das Signal eines eindeutigen Prozesses.
- Die Strömungen an der Probenlokalität können sehr variabel sein, so daß Restsediment-Bildung, Sortierung und Akkumulation tatsächlich an der Sedimentoberfläche stattfinden, sich aber auf Grund kurzer Zeitspannen gleicher Strömungsintensität kein Gleichgewicht zwischen der Strömung und der Korngrößenverteilung einstellen kann. Die Varianzen der bodennahen Strömungsintensitäten sind in Verankerungen jedoch selten so groß und kurzfristig, daß dieser Prozeß für viele der Probenpositionen wahrscheinlich erscheint.

Darüberhinaus sorgt der Einfluß der Bioturbation (z. B. PETR 1977, ALLER 1978, KRANTZBERG 1985) für eine Mischung des Signals unterschiedlicher Ereignisse. Der Grad dieser Mischung ist möglicherweise bei oberflächennahen Sedimenten aus der Häufigkeit der Besiedlung durch benthische Organismen noch abzuschätzen, das geologisch überlieferte Sediment unterhalb einer 10-17 cm dicken Oberflächenschicht trägt jedoch nur noch einen Teil der Oberflächen-Bioturbationsspuren (BERGER *et al.* 1979, ROMERO-WETZEL 1989). Die Sedimentationsrate bestimmt entscheidend, inwieweit eine Zerstörung der geologischen Schichtung stattfindet; bei Sedimentationsraten von unter 2 cm/kyr wird die Interpretation des geologischen Rekords wesentlich erschwert (PISIAS 1983, SCHIFFELBEIN 1984).

Diese Argumente zeigen, daß Rekonstruktionen von Strömungsereignissen und -intensitäten vorsichtig interpretiert werden müssen.

Wie sich Akkumulation, Sortierung und Restsediment-Bildung in polymodalen Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen von Sedimenten im Detail bemerkbar machen und wie breit das Spektrum an Kurventypen bei Sedimenten des Europäischen Nordmeeres ausfällt, wird im folgenden anhand einiger Beispiele erläutert.

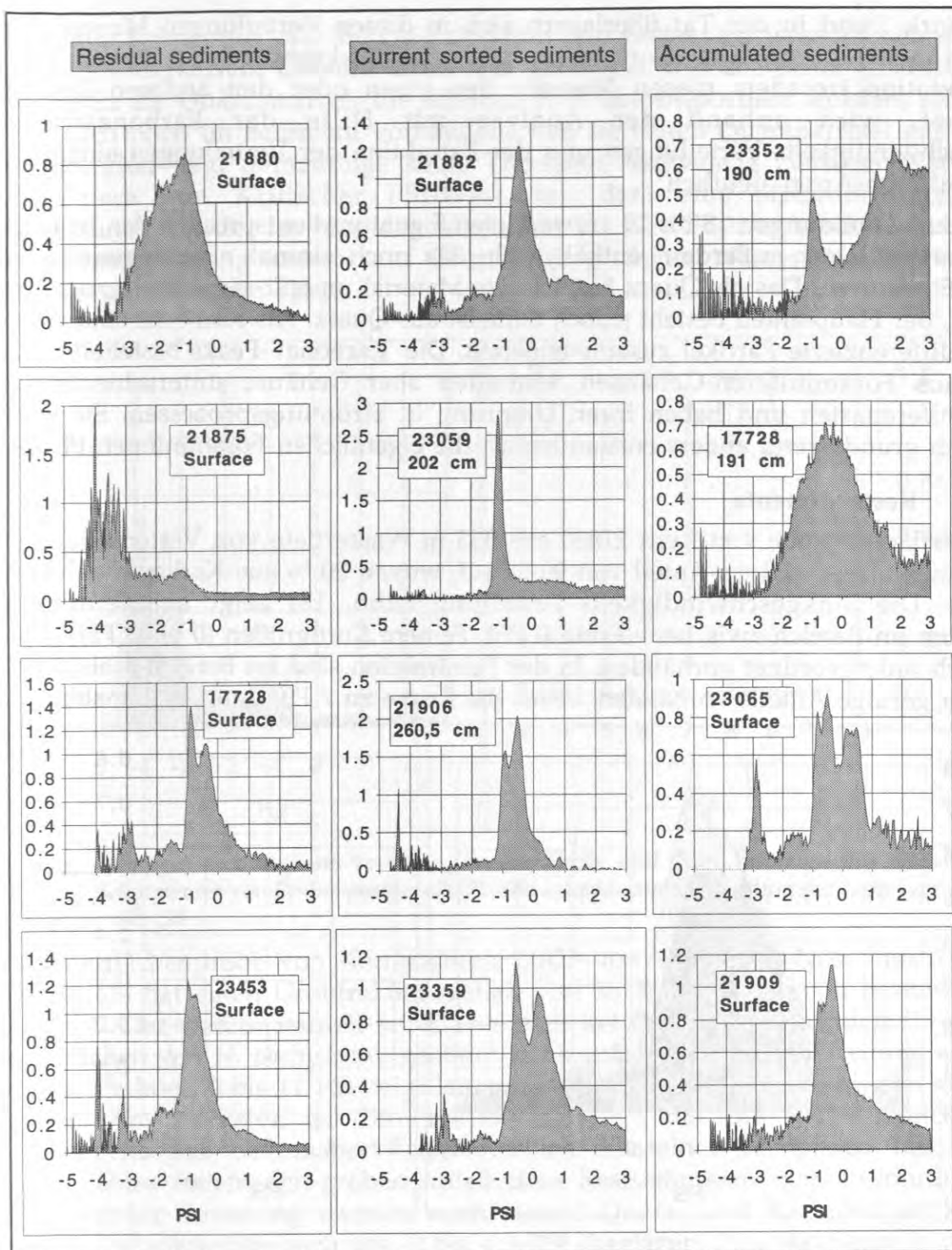


Abb. 17: Jeweils 4 Beispiele für Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen von Restsedimenten, sortierten Sedimenten und Akkumulationssedimenten.

Abb. 17 zeigt die Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grobfraktion von 12 Proben aus dem Europäischen Nordmeer. Jeweils 4 von ihnen zeigen überwiegend Restsedimentbildungs-, bzw. Sortierungs- oder Akkumulationsmuster. Diese Muster sind jedoch nur in den Abbildungen der zwei oberen Reihen gut zu erkennen. Die Muster der Abbildungen in der letzten Reihe gleichen sich schon

recht stark, und in der Tat überlagern sich in diesen Verteilungen Muster der Restsedimentbildung, der Sortierung und der Akkumulation. Warum die Interpretation trotzdem diesen Mustern den einen oder den anderen Prozeß zuordnet, wird anhand der Analyse mit Hilfe der karbonatfreien Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen und der Extraktion der Verteilungen einzelner Foraminiferen-Arten deutlich.

Die in den Abbildungen 18 bis 29 verwendeten Signaturen entsprechen den in Kap. 3.4.1 verwendeten; außerdem enthält Abb. 28a noch einmal eine Legende mit diesen Signaturen. Das als Quarz bezeichnete Material umfaßt sämtliche terrigenen Partikel, der Hauptanteil besteht jedoch zumeist aus Quarz. Als Karbonat sind nicht weiter differenzierte Partikel zusammengefaßt. Die 'Karbonat'-Peaks bestehen auch meist aus Foraminiferen-Gehäusen, enthalten aber Gehäuse unterschiedlicher Foraminiferenarten und haben ihren Ursprung in Strömungsprozessen. Sie sind genetisch grundlegend anders entstanden als die eigentlichen Foraminiferen-Peaks.

3.4.2.1. Restsedimente

Die Oberflächenprobe von Kern 21880 aus 333 m Wassertiefe von Vesteris Banken weist einen Grobfractions-Anteil von 90 % auf, wovon 20 % aus Karbonat gebildet werden. Die Sinkgeschwindigkeits-Verteilung (Abb. 18) zeigt ein deutliches Maximum im Bereich zwischen -3 und 0 PSI. Feinere Korngrößen (0 bis 3 PSI) sind nur noch untergeordnet vorhanden. In der Feinfraction sind im Bereich 3 bis 6 PSI nur sehr geringe Anteile vorhanden, bevor die Kurve zu 7 PSI dann steil ansteigt.

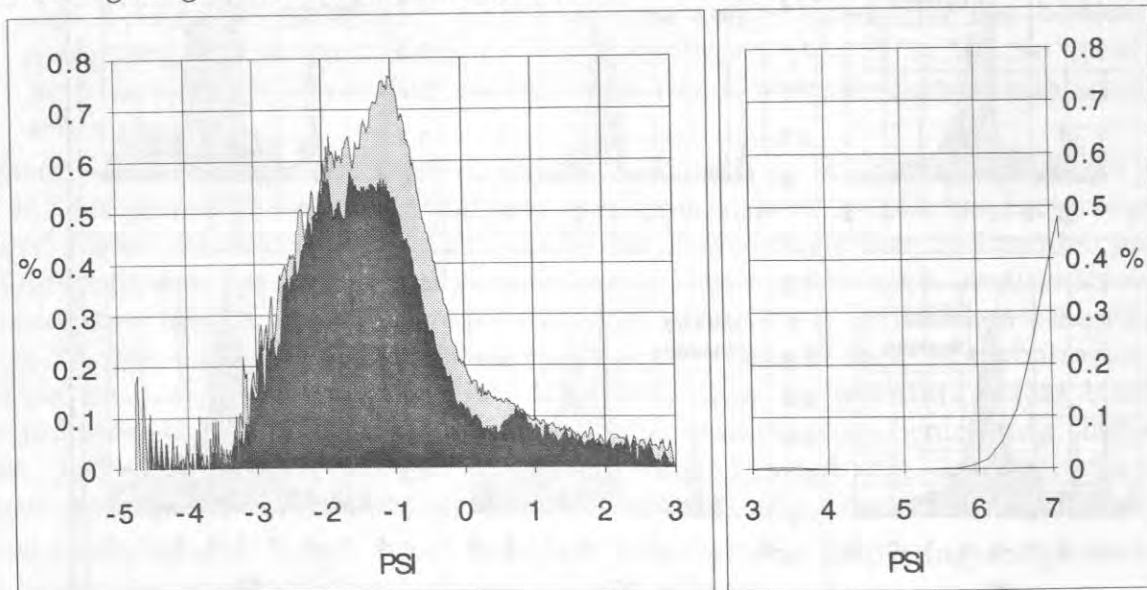


Abb. 18: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfractionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 21880. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

Die Interpretation besagt, daß Partikel im Sinkgeschwindigkeitsbereich zwischen 0 und 6 PSI durch Strömungen abtransportiert wurden. Feinere Anteile (>6 PSI) sind vorhanden, weil sie eine hohe Kohäsion aufweisen, gröbere Anteile (<0 PSI) konnten durch die Strömung nicht abtransportiert werden, da sie eine höhere kritische Sinkgeschwindigkeit haben. Die Karbonatfraction hat ein Maximum bei

geringeren Korngrößen als die Quarzfraction und besteht im wesentlichen aus *N. pachyderma*-Gehäusen. Obwohl diese eine geringere kritische Schubgeschwindigkeit haben als Quarzpartikel, die offensichtlich abtransportiert wurden, sind sie vermutlich noch im Sediment vorhanden, weil sie durch Quarzpartikel geschützt wurden. Hier liegt demzufolge keine Transport-Äquivalenz zwischen Karbonat und Quarz vor. Kritischer PSI-Wert, mit dem eine Strömungsintensität rekonstruiert wurde, ist hier das Maximum bei -2 PSI. Als Mechanismus der Restsedimentbildung kommt auf Grund der geringen Wassertiefe Tiden- und Sturmbeeinflussung in Frage.

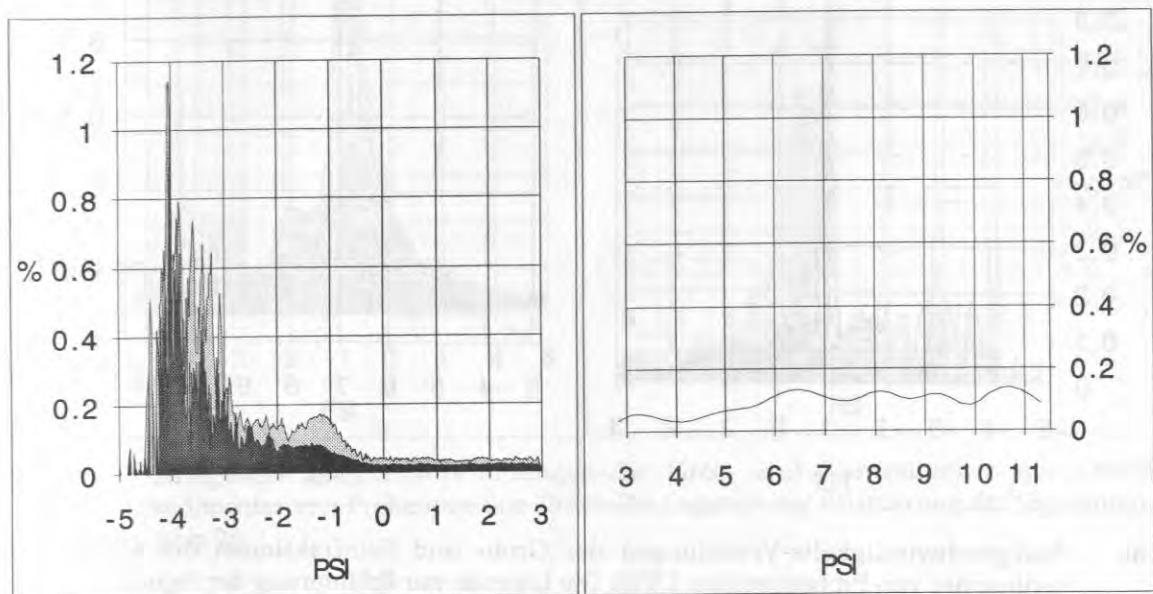


Abb. 19: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfractionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 21875. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

Die Oberflächenprobe von Kernposition 21875 von 'Dorothy's Nose' aus 2376 m Wassertiefe hat einen Grobfaktionsgehalt von 56 %. 27 % hiervon bestehen aus Karbonat. Der Karbonatanteil wird, wie auch bei der vorhergehenden Probe, im wesentlichen von *N. pachyderma* gebildet (Sinkgeschwindigkeits-Verteilung s. Abb. 19). Die Fraktion 0 bis 11 PSI zeigt langsam ansteigende, jedoch insgesamt geringe Anteile. Am stärksten ist die Fraktion von -4,5 bis -3,3 PSI vertreten, die überwiegend aus eistransportierten dunklen Siltsteinen terrigenen Ursprungs besteht. Diese stellen den groben Anteil eines Restsedimentes dar. Vermutlich bei nachlassender Strömung wurden noch einmal Quarz- und Karbonatpartikel im Sinkgeschwindigkeitsbereich von -2 bis -0,5 PSI abgelagert. Das Maximum in diesem Bereich, -1,32 PSI, ist Basis der Strömungsintensität-Rekonstruktion. Die Ursache der Restsedimentbildung ist hier wahrscheinlich contouritische Strömung, da der Querschnitt einer meridionalen Nordströmung hier durch die topographische Situation beträchtlich verengt wird. Bekannte Sedimentwellengebiete in diesem Bereich haben wahrscheinlich ebenfalls ihre Ursache in dieser topo- und hydrographischen Situation.

Die Grobfaktionsgehalte in der Oberflächenprobe von Position 17728 (Abb. 20) aus dem östlichen Boreasbecken liegen bei 59 %, der Karbonatgehalt der Grobfraction

beträgt 46 %. Durch eine Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Fractionen lassen sich die Peaks von *C. wuellerstorfi* und *N. pachyderma* bei -1,6 bzw. -0,9 PSI identifizieren. Der Peak bei -0,42 PSI besteht dagegen nicht primär aus einer Foraminiferenart, sondern aus *N. pachyderma*, *G. bulloides* und *G. quinqueloba*. Zusammen mit dem Quarz-Maximum, nahezu an gleicher Stelle, wird er als strömungsbeeinflusst interpretiert. Der Wert von -0,42 PSI diene als Basis einer Rekonstruktion der Strömungsintensität.

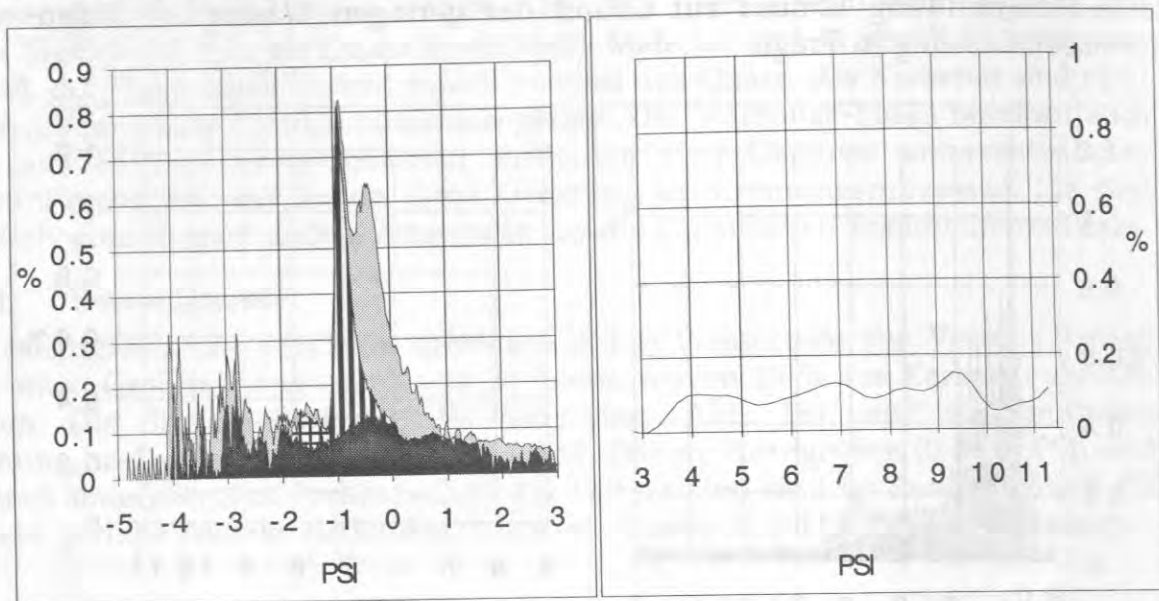


Abb. 20: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 17728. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

Kleinere Korngrößen (<1 PSI) wurden durch diese Strömung abgereichert, während zwischen -0,5 und 0 PSI das 'autochthone' Sediment überprägt und weitere Partikel akkumuliert wurden. Insgesamt sehr geringe Anteile an Feinfraktion stützen diese Interpretation.

Die Oberflächenprobe von Position 23453 am Knipovitch-Rücken zeigt ein ähnliches Bild. Der Grobfraktionsgehalt der Probe beträgt 71 % mit einem Karbonatanteil von 34 %. In der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung (Abb. 21) lassen sich die Peaks von *C. wuellerstorfi* und *N. pachyderma* analysieren. Dominierend ist jedoch das Quarz-Maximum bei -0,5 PSI. Als mögliche Interpretationen kommen eine Restsedimentbildung bei stark Quarz-haltigem Sediment oder eine Sortierung und Akkumulation von Quarz in Foraminiferen-führendem Sediment in Frage. Feinere Foraminiferengehäuse sind in beiden Modellen durch die herrschenden Strömungen abgereichert. Verteilungen wie diese erlauben keine eindeutige Zuordnung zu dem einen oder anderen Interpretationsmodell. Sie liegen in einem Übergangsbereich, der eine Abgrenzung schwierig macht. Die Entscheidung, aus dieser Verteilung auf ein Restsediment zu schließen, fiel auf Grund der auffällig geringen Gehalte an Feinfraktion. Der Karbonatpeak bei -0,96 PSI und der Quarzpeak bei -0,56 PSI werden als transportäquivalent angesehen und dienen als Grundlage einer Strömungsintensitäts-Rekonstruktion. Diese Restsedimentbildung ist vermutlich in der topographischen Lage der Probenposition

begründet, da im östlichen Bereich der Framstraße der Westspitsbergenstrom zwischen dem Spitsbergen-Kontinentallhang und dem Knipovitch-Rücken gebündelt wird. Auf Grund des daraus resultierenden verringerten Querschnitts treten lokal höhere Strömungsgeschwindigkeiten auf, die zu einer Restsediment-Bildung führen können.

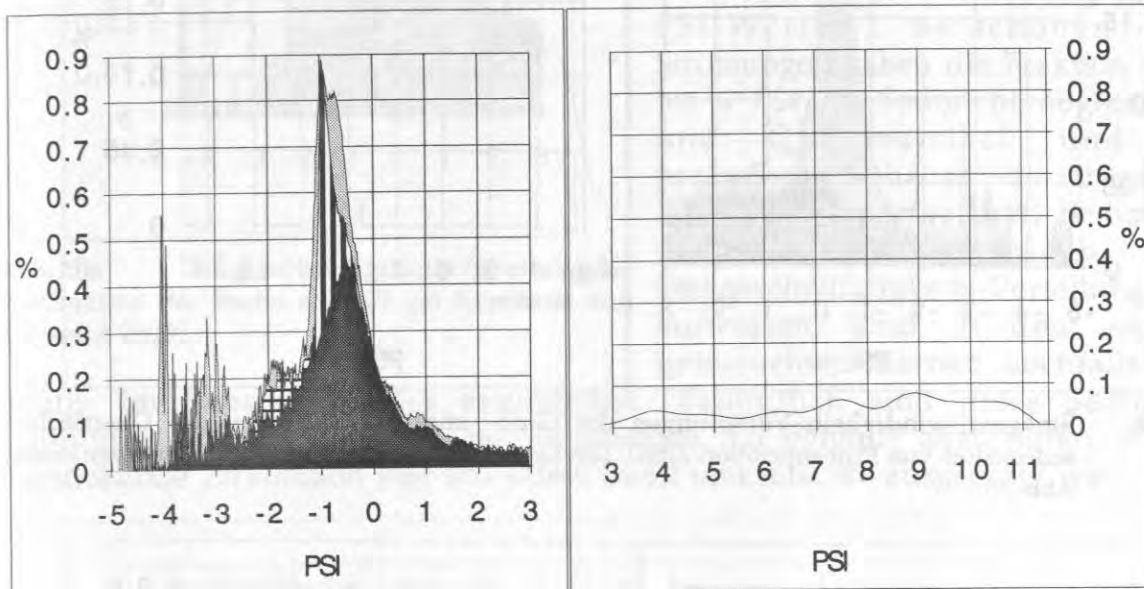


Abb. 21: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 23453. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

3.4.2.2. Strömungssortierung

Strömungssortierung ist ein Spezialfall der Akkumulation; es wird nur ein enges Korngrößenspektrum abgelagert, das in der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung meist symmetrisch erscheint. Dieses enge Spektrum entsteht durch langfristig konstante Strömungen und/oder einen langen Transportweg.

Die Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Oberflächenprobe von Position 21882 (Grobfraktionsanteil 20 %, davon 45 % Karbonat) aus 3169 m Wassertiefe östlich von Vesteris Banken zeigt einen markanten Karbonat-Peak bei -0,4 PSI, der aus den Gehäusen verschiedener Foraminiferenarten aufgebaut wird (Abb. 22) und als Basis der Rekonstruktion der Strömungsintensität diente. Das Maximum bei 0,1 PSI in der Quarzverteilung wird als assoziiertes Transport-Äquivalent des Karbonat-Peaks interpretiert. Dieser Quarzpeak verursacht eine leichte Asymmetrie der Gesamtkurve (gut zu erkennen in Abb. 22). Die Feinfraktion hat ihr Maximum bei ca. 6 PSI. Dieses Sediment ist das Produkt eines Turbidites. Die Foraminiferengehäuse und terrigenen Sandpartikel wurden in Suspension transportiert und abgelagert, als die Transportkraft des Turbidits wegen nachlassenden Gefälles oder abnehmender Dichte der Suspension auf Grund von Vermischung mit umgebenden Wassermassen erlahmte. Die hohen Feinfraktionsgehalte gehören genetisch einem anderen Prozeß an; möglicherweise ist ein hoher Feinkornanteil aus der Suspension sedimentiert, die der Turbidit geschaffen hat.

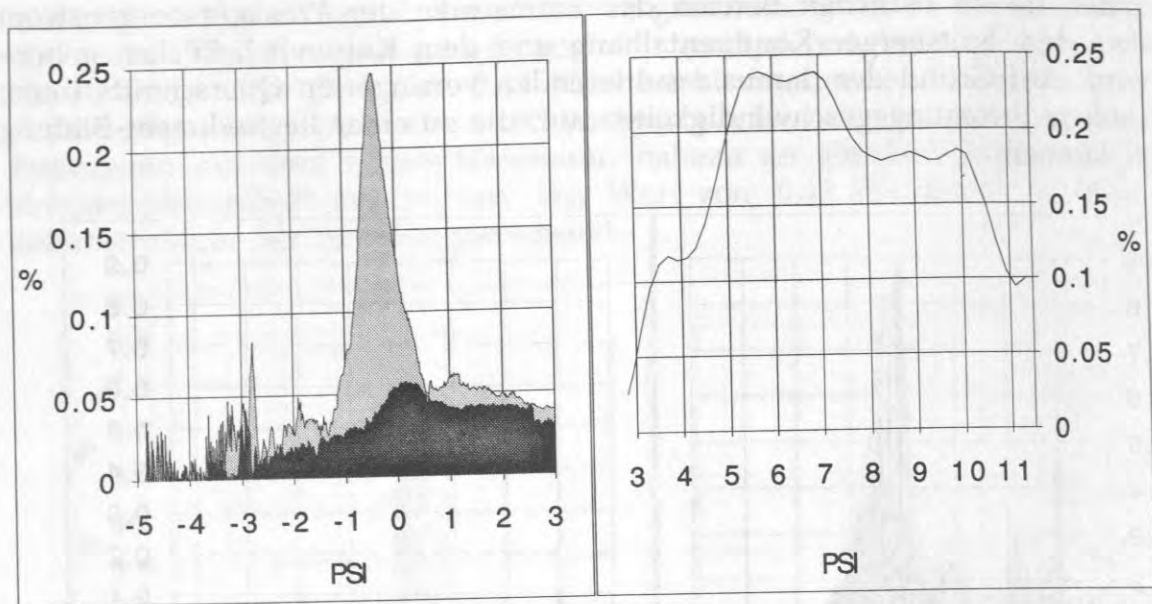


Abb. 22: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 21882. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

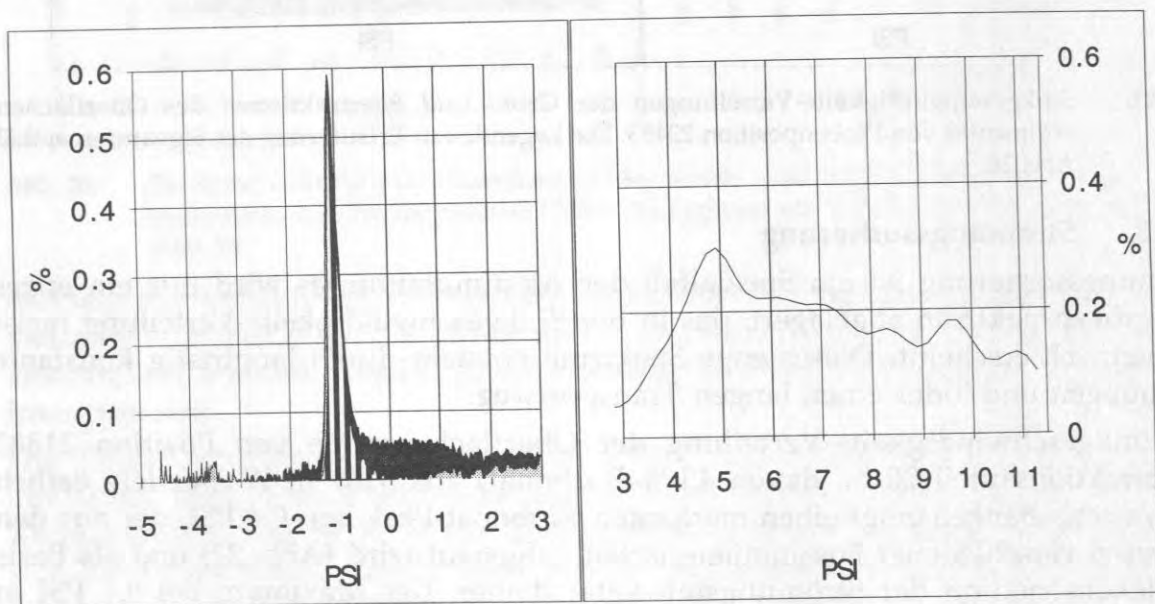


Abb. 23a: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Sedimentes aus 202 cm Kernteufe von Kastenlot 23059. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

Die Probe aus 202 cm Kernteufe (Sauerstoffisotopenereignis 5.4) von Kastenlot 23059 von der alten Jan-Mayen-Bruchzone (Grobfraktionsgehalt 21 %, davon 56 % Karbonat) zeigt in ihrer Sinkgeschwindigkeits-Verteilung einen sehr markanten *N. pachyderma*-Peak bei -1,1 PSI (Abb. 23a). Die Verteilung der Feinfraktion hat einen klaren Anstieg von 3 auf ein Maximum bei 5 PSI. Plottet man die Verteilung des Quarzes in der Grobfraktion in ein eigenes Diagramm (Abb. 23b), so zeigt sich eine deutliche Sortierung mit einem Maximum bei ca. 0,1 PSI, das als Grundlage der Strömungsintensitäts-Rekonstruktion diene.

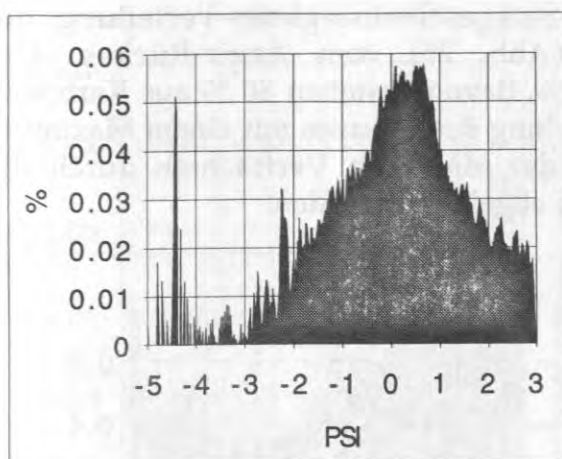


Abb. 23b: Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Feinfraktion der Probe aus 202 cm Kernteufe von Kastenlot 23059.

Die dieser Sortierung zugrundeliegenden Strömungen haben wahrscheinlich auch bei *N. pachyderma* eine Sortierung verursacht, da der Peak für diese Foraminiferenart zu auffällig kleinen PSI-Werten verschoben ist. Strömungen haben die Fraktion von 2 bis 4 PSI im Sediment abgereichert und Quarzpartikel und *N. pachyderma*-Gehäuse, die transport-äquivalent sind, sortiert. Sedimente, die dieses Muster in ihrer Sinkgeschwindigkeits-Verteilung aufweisen, sind in den anderen untersuchten Kernen ebenfalls sehr

häufig im Substadium 5.5 anzutreffen. Vermutlich sind diese Sedimente contouritisch beeinflusst und im Substadium 5.5 gehäuft anzutreffen, da die thermohaline Zirkulation hier besonders stabil und intensiv ausgeprägt war.

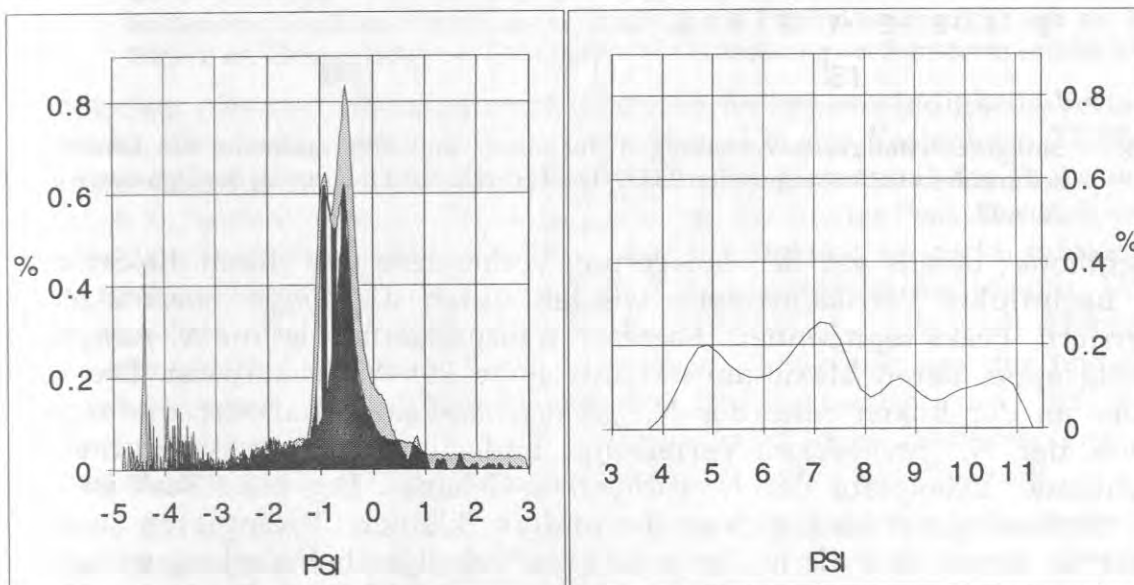


Abb. 24: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Sedimentes aus 260,5 cm Kernteufe von Kastenlot 21906. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

Das nächste Beispiel aus dem Kastenlot 21906 von der nordwestlichen Grönland-Bruchzone, 260,5 cm Kernteufe (Sauerstoffisotopenereignis 6.2), zeigt eine deutlich bimodale Sinkgeschwindigkeits-Verteilung (Abb. 24). Diese Bimodalität wird durch einen *N. pachyderma*-Peak bei ca. -1 PSI und einen Quarz-Peak bei ca. -0,5 PSI hervorgerufen. Beide Peaks zeigen eine sehr gute Sortierung mit geringer Standardabweichung. Die zwei Komponenten werden als strömungsäquivalent interpretiert. Die gute Sortierung deutet auf lange Strömungseinwirkung bzw. langen Transportweg hin. Als zugrundeliegender Prozeß kommen ein Turbidit oder Contourstrom in Frage.

Ein ähnliches Bild ergibt sich aus der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Oberflächenprobe von Position 23359 (Abb. 25) vom Aegir-Rücken. Der Grobfractionsanteil in der Probe beträgt 44 %, davon bestehen 80 % aus Karbonat. Der Karbonat-Peak bei 0,2 PSI und die Verteilung des Quarzes mit einem Maximum bei 1,2 PSI stellen Transport-Äquivalente dar, die beim Verfrachten durch die Strömung sortiert und an der Probenposition abgelagert wurden.

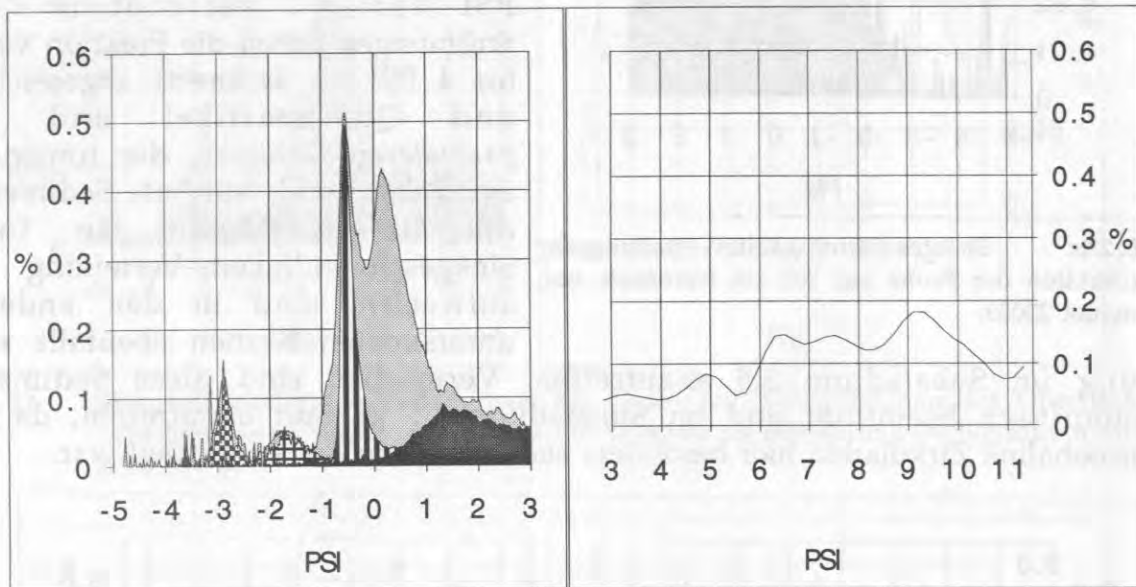


Abb. 25: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 23359. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

'Autochthone', bereits vor der Ablagerung vorhandene und durch die Strömung nicht beeinflusste Partikelgruppen werden durch die *Pyrgo rotalaria* und *C. wuellerstorfi*-Peaks repräsentiert. Ebenfalls transportsortiert ist die *N. pachyderma*-Partikelgruppe, deren Maximum auffällig hohe PSI-Werte aufweist. Die kleine Schulter an der linken Seite des *N. pachyderma*-Peaks markiert die reguläre Position der *N. pachyderma*-Verteilung und repräsentiert wahrscheinlich 'autochthone' Exemplare der *N. pachyderma*-Gehäuse. Der hohe Peak ist Folge einer Strömungssortierung von besonders kleinen Exemplaren von *N. pachyderma*. Somit sind die in dieser Sinkgeschwindigkeits-Verteilung enthaltenen Peaks von *N. pachyderma*, Karbonat (undifferenziert) und Quarz annähernd strömungs-äquivalent. Zur Berechnung einer maximalen Strömungsintensität, die dieses Sediment geprägt hat, diente der PSI-Wert des Karbonat-Maximums von 0,16 PSI. Vermutlich ist contouritische Strömung Ursache dieser guten Sortierung.

3.4.2.3. Akkumulation

Akkumulationssedimente sind der häufigste Sedimentationstyp, der in Sedimenten des Europäischen Nordmeeres auftritt. In diesen Sedimenten kann man ein breites Spektrum strömungstransportierter und nicht strömungstransportierter Partikel beobachten. Akkumulativer Charakter der Sedimentation ist nicht gleichzusetzen mit geringem Strömungseinfluß, sondern beschreibt lediglich den Ablagerungstyp der Sedimente.

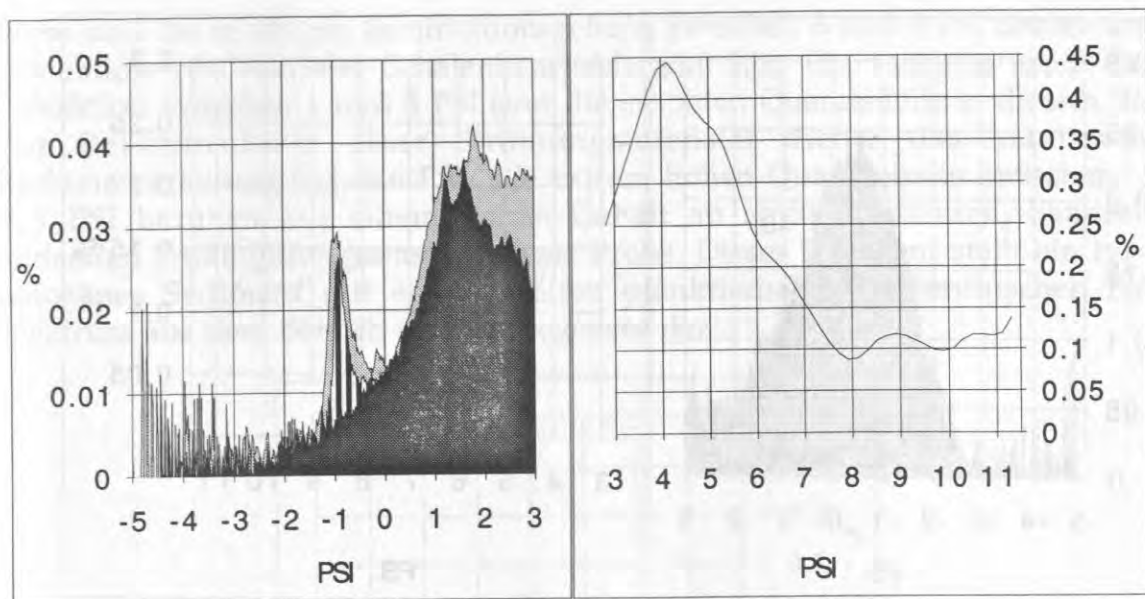


Abb. 26: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Sedimentes aus 190 cm Kernteufe von Kastenlot 23352. Die Ordinatenskala zur Darstellung der Grobfraktion ist zu derjenigen der Feinfraktion 10-fach überhöht. Aus den unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeits-Meßverfahren für Grob- und Feinfraktionen ergibt sich ein leichter Versatz im Übergangsbereich. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

Ein typisches Akkumulationssediment stellt die Sinkgeschwindigkeits-Verteilung aus 190 cm Kernteufe (Sauerstoffisotopenereignis 5.1) des Kastenlotes 23352 vom nördlichen Islandplateau dar (Abb. 26). Der Grobfraktionsanteil der Probe beträgt lediglich 6 %, hiervon bestehen 18 % aus Karbonat. Ein breiter Peak, der sich von ca. -2 PSI in der Grobfraktion bis zu 8 PSI in der Feinfraktion erstreckt, markiert die umfangreiche Ablagerung Quarz- und Karbonat-führender Sedimente. Der *N. pachyderma*-Peak bei -1 Psi stellt 'autochthone' Partikel dar, die nach Ablagerung des feineren Sedimentes weitgehend strömungsunbeeinflusst aus der photischen Zone 'abgerechnet' sind. Ein denkbarer Ablagerungsprozeß für dieses Sinkgeschwindigkeitsmuster ist die Sedimentation von Partikeln aus einer Suspension nach einem starken Strömungsereignis, z. B. einem Turbidit.

Die Probe der Kernteufe 191 cm (Sauerstoffisotopenereignis 6.3) aus Kastenlot 17728 aus dem östlichen Boreasbecken repräsentiert eine ähnliche Situation. Der breite Peak in der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung (Abb. 27) ist lediglich zu niedrigeren PSI-Werten verschoben und liegt damit ganz im Spektrum der Grobfraktion, die 35 % der Probe umfaßt. Der Karbonatanteil der Grobfraktion beträgt nur 3 %. Auch bei diesem Beispiel kommt als Entstehungsprozeß das Sedimentieren aus einer Suspension in Frage. Das Sediment ist zuvor auf seinem Transport leicht sortiert worden. Gegen eine starke Sortierung spricht der relativ hohe Feinfraktionsanteil, der jedoch auch nach dem Ereignis der Sortierung zur Ablagerung gekommen sein kann.

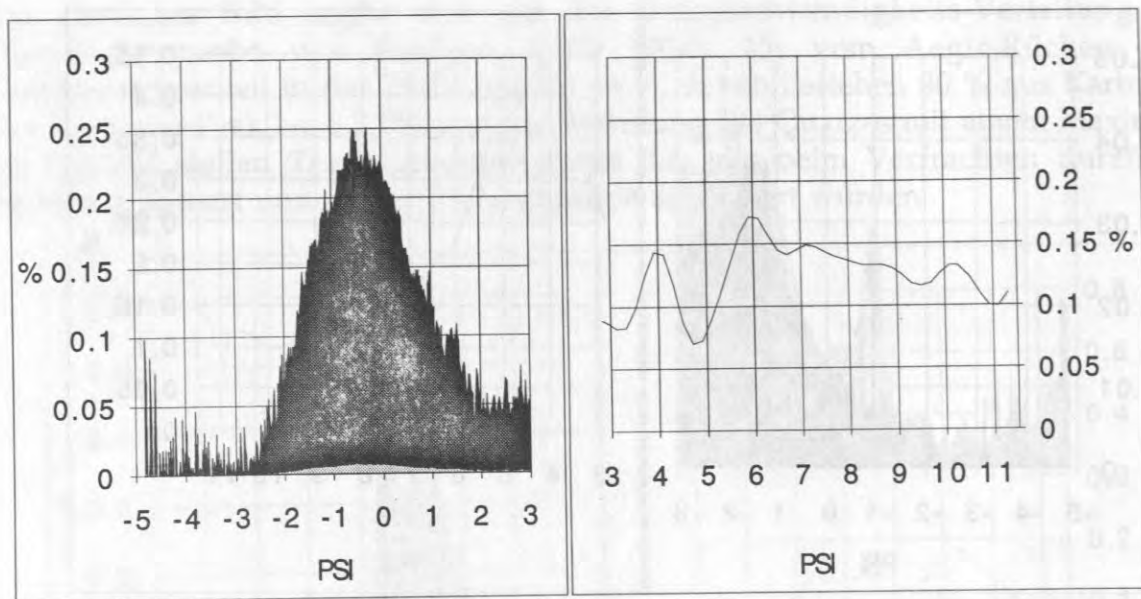


Abb. 27: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Sedimentes aus 191 cm Kerntiefe von Kastenlot 17728. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

Das nächste Beispiel, die Oberflächenprobe von Kernposition 23065 von der östlichen Jan-Mayen-Bruchzone, hat einen Grobfraktionsanteil von 47 %, wovon 85 % aus Karbonat bestehen. Die polymodale Sinkgeschwindigkeits-Verteilung wird durch die Peaks von 3 benthischen und 3 planktischen Foraminiferenarten aufgebaut. Im Bereich von 0 bis 3 PSI erscheinen höhere, in der Abb. 28a nicht weiter differenzierte Karbonatgehalte, die überwiegend aus Schalenbruch der häufig vorkommenden Foraminiferenarten gebildet werden.

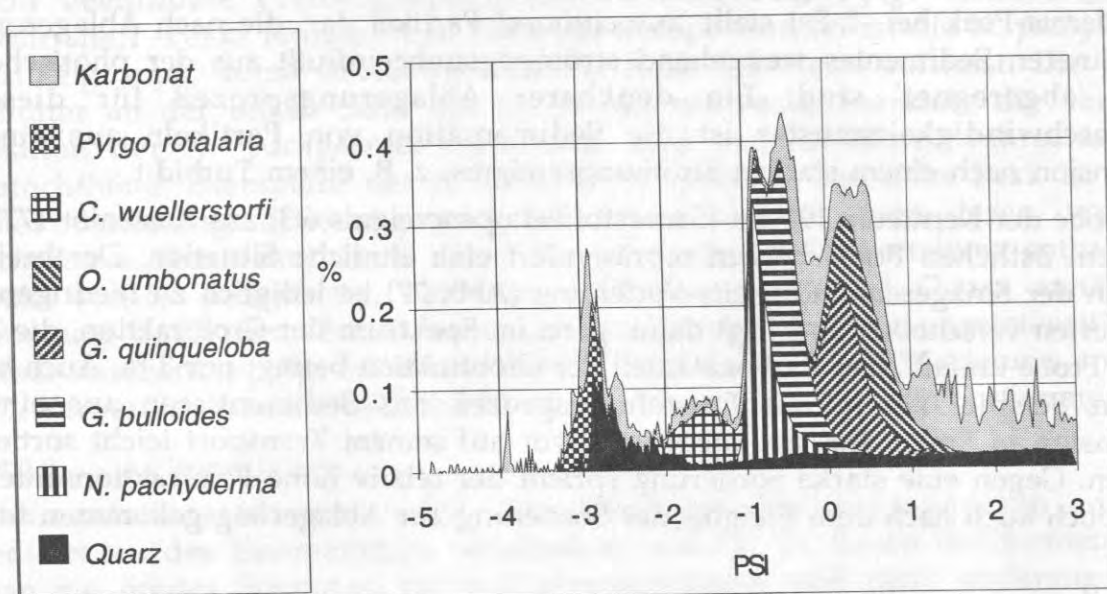


Abb. 28a: Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Grobfraktion des Oberflächensedimentes von Probenposition 23065.

Diese und die niedrigen Feinfraktionsgehalte zwischen 3 und 6 PSI deuten auf eine Advektion von leichtem Schalenbruch-Material hin. Ein weiteres Indiz für eine Advektion zwischen 1 und 3 PSI sind die erhöhten Quarzanteile in diesem Bereich. Zur Rekonstruktion einer Strömungsintensität diente das Maximum der Karbonatverteilung bei -0,6 PSI. Die extrem hohen Quarzgehalte zwischen -3 und -2,5 PSI beruhen auf einem hohen Gehalt an agglutinierenden, Sandschalenbildenden Foraminiferenarten in dieser Probe. Dieses Sediment stellt ein typisches holozänes Sediment mit einem breiten planktischen und benthischen Faunenspektrum aus dem Bereich der Norwegensee dar.

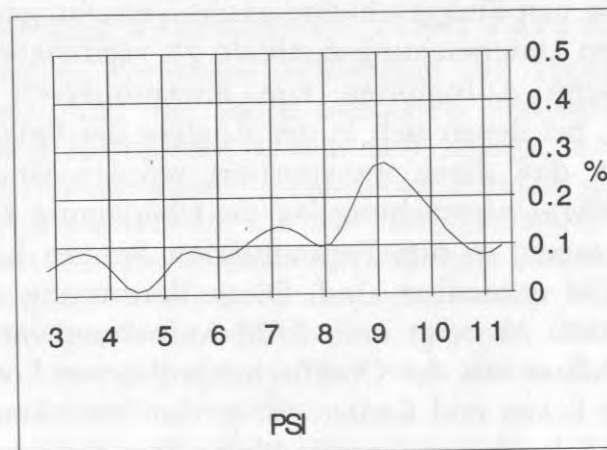


Abb. 28b: Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Feinfraktion des Oberflächensedimentes von Probenposition 23065.

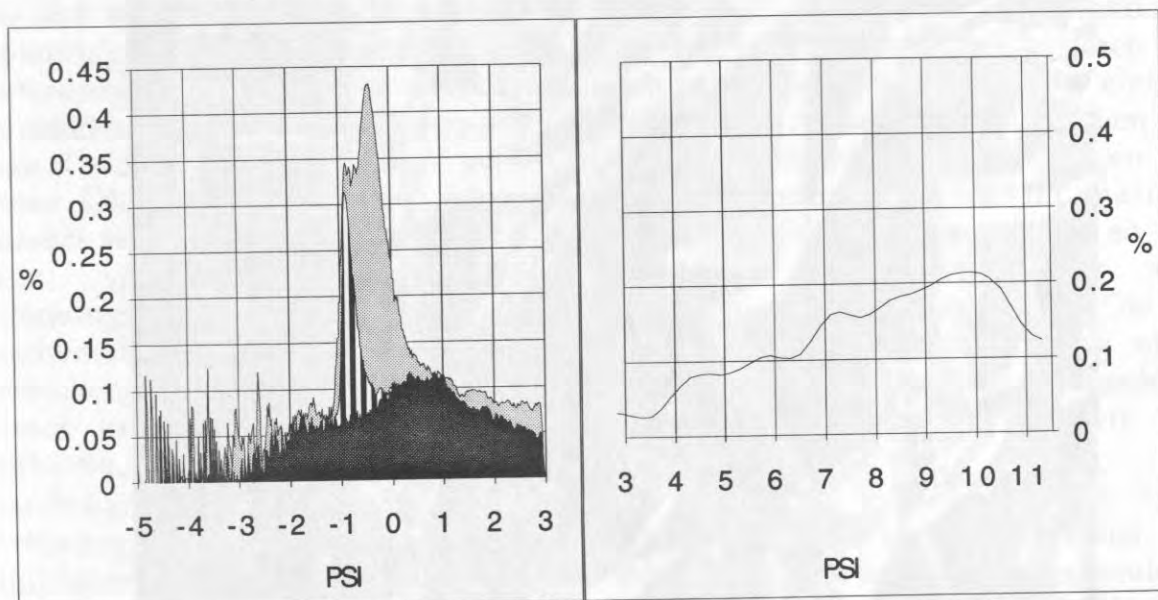


Abb. 29: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 21909. Die Legende zur Erläuterung der Signaturen enthält Abb. 28.

Die letzte der hier beschriebenen Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Oberflächenprobe von Position 21909 (Abb. 29) aus dem nördlichen Grönland-Becken unmittelbar südlich der Grönland-Bruchzone hat einen Grobfraktionsanteil von 38

%, wovon 62 % aus Karbonatmaterial bestehen. Der breite Quarz-Peak und der gut sortierte Karbonat-Peak werden als Strömungsäquivalent interpretiert und werden durch advektiertes Material gebildet. Der *N. pachyderma*-Peak ist höchstwahrscheinlich 'autochthon'. Die Verteilung der Feinfraktion zeigt, daß zwischen 3 und 8 PSI Partikel nur schwach vertreten sind und daß somit wahrscheinlich in der Probe noch ein Einfluß durch Restsedimentbildung vorhanden ist.

3.4.3. Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen strömungsbeeinflusster Sedimente

Um den mit der Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen diagnostizierten Befund mit einer anderen Untersuchungsmethode zu verifizieren, wurden rasterelektronen-mikroskopische Aufnahmen von Foraminiferen aus separierten Fraktionen durchgeführt, bei denen sich in der Analyse der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung herausstellte, daß diese transportiert worden sind. Dieser Rasterelektronenmikroskop (REM)-Untersuchung lag die Überlegung zugrunde, daß der Transport durch Strömungen an den Foraminiferen Spuren hinterlassen haben mußte, die mit dem REM erkennbar sind. Diese Vermutung wurde durch die Aufnahmen bestätigt. Abb. 30 zeigt eine REM-Aufnahme von Kristalliten auf einem *N. pachyderma*-Gehäuse aus der Oberflächenprobe von Position 21864. Man erkennt deutlich, daß die Ecken und Kanten der großen herausragenden Kristallite abgerundet sind, während geschützt liegende kleine Kristallite noch scharfe Ecken und Kanten besitzen.

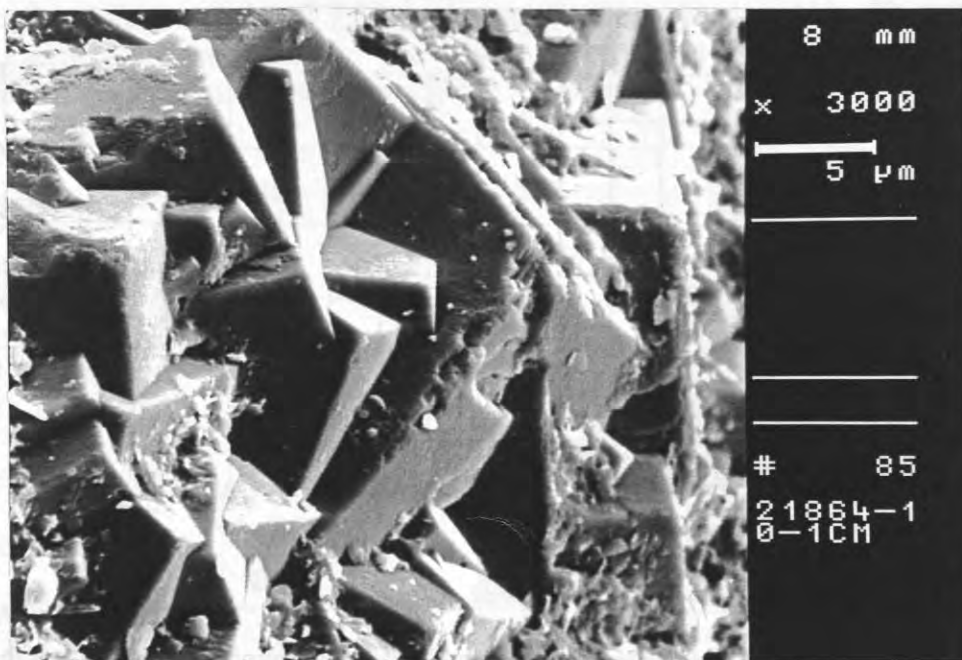


Abb. 30: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme der kristallinen Oberfläche von *N. pachyderma*. Man erkennt deutlich, daß herausragende Ecken und Kanten der Kristallite Beschädigungen aufweisen, geschützt dagegen spitz und scharf sind. Diese selektive Rundung herausragender Kristallite wird auf Transport zurückgeführt.

Hätte Karbonatlösung im Sediment stattgefunden, so wären Ecken und Kanten von großen und kleinen Kristalliten gleichermaßen davon betroffen gewesen bzw. wären kleinere Kristalle auf Grund ihrer Fläche/Volumen-Relation stärker gelöst worden (PARKER & BERGER 1971, THUNNELL & HONJO 1981).

Diese Art der Untersuchung wurde vor allem während der Anfangsphase der Sinkgeschwindigkeitsauswertungen dazu benutzt, den Befund des Strömungstransports von Foraminiferengehäusen zu bestätigen. Die beschriebenen und in der Abbildung dargestellten Merkmale wurden an den Oberflächenproben folgender Stationen ebenfalls beobachtet: 21842, 21880, 21902, 21906, 21914, 23063, 23071 und 23455.

3.4.4. Bestimmung hydrodynamischer Parameter

Die hydrodynamischen Parameter bestimmen die Transporteigenschaften von Partikeln in Wasser. Aus den leicht meßbaren Partikel-Parametern, wie Sinkgeschwindigkeit und Korngröße, lassen sich andere, z. B. Reynolds-Zahl und Partikeldichte, mit Hilfe empirisch aufgestellter Formeln errechnen. Ziel ist es, mit Hilfe der aufgeführten Formeln die Strömungsintensität zu errechnen, die zu Sortierung des beprobten Sedimentes geführt hat. Die maximale Korngröße der Partikel des Sedimentes, die durch Strömungen bewegt wurden, erhält man durch die Analyse der Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen. Die Strömungsintensitäten, die diese Partikel bewegt haben, sollen aus ihrem Korngrößen-, bzw. Sinkgeschwindigkeitswert errechnet werden.

Generell gibt es zwei unterschiedliche Wege, um kritische Schubgeschwindigkeiten und aus diesen Strömungsgeschwindigkeiten, die einen Sortierungseffekt auf das Sediment gehabt haben, zu bestimmen. Dies sind einerseits empirische Verfahren, die auf experimentellen Versuchen aufbauen, und andererseits mathematische Ableitungen aus Transportgleichungen. Die empirischen Verfahren basieren auf experimentellen Versuchen von Strömungen mit freier Oberfläche von einigen Dezimetern bis vielleicht Metern Mächtigkeit. Bei der Anwendung auf Proben aus dem Tiefseebereich kann man jedoch nicht ohne weiteres von Strömungen mit freier Oberfläche ausgehen. Messungen von Strömungsprofilen im marinen Bereich weisen jedoch ebenfalls ein logarithmisches Strömungsprofil auf, so daß eine Anwendung empirischer Verfahren zur Bestimmung von Strömungsintensitäten mit kleinen Einschränkungen durchaus möglich ist. Die auf mathematischen Ableitungen basierenden Verfahren zur Bestimmung einer kritischen Schubgeschwindigkeit beruhen auf dem physikalischen Zusammenhang dieser kritischen Schubgeschwindigkeit und der Sinkgeschwindigkeit von Partikeln.

Die bekannteste empirische Arbeit, die die Korngröße in Beziehung zu einer Strömungsgeschwindigkeit setzt, die diese Korngröße transportiert, ist die Hjulström-Kurve (HJULSTRÖM 1936). Sie stützt sich auf viele Messungen anderer Autoren und erlaubt die graphische Bestimmung eines kritischen Strömungsgeschwindigkeitsbereiches für natürliche Körner im Größenbereich von 1 µm bis zu 10 cm. Die Meßwerte für die Kurve wurden experimentell in Strömungskanälen oder in natürlichen Gewässern bestimmt. Für die Partikel gelten die Dichte von 2,65 g/cm³ und die Kornformen und Oberflächenrauigkeiten natürlicher Körner. Bei der Betrachtung von marinen Sedimenten müssen jedoch biogene Partikel, in erster Linie Foraminiferengehäuse,

berücksichtigt werden, die durch ihre Hohlform eine geringere Dichte aufweisen. ZANKE (1982) hat in Annäherung an die Hjulström-Kurve eine Gleichung aufgestellt, die es erlaubt, die hydraulischen Parameter der Partikel und Flüssigkeiten zu variieren. Um das Problem der variierenden Parameter, vor allem der Dichten von Partikeln und Flüssigkeiten und der Viskositäten von Flüssigkeiten, zu berücksichtigen, hat SHIELDS (1936) eine Kurve des Bewegungsbeginns unter Strömungen entworfen, in der errechnete dimensionslose Parameter, die Korn-Reynolds-Zahl Re und die Shields-Schubspannung θ_* , gegeneinander aufgetragen sind. Diese Darstellung erlaubt es, Meßwerte mit unterschiedlichen Dichten und Viskositäten in eine Kurve zu plotten und so miteinander zu vergleichen. Die Shields-Kurve wurde von MILLER & KOMAR (1977) anhand aller in der Literatur verfügbaren Daten für den Bewegungsbeginn unter Strömungen aktualisiert und stellt den experimentell am besten abgesicherten Weg der Rekonstruktion von Strömungsintensitäten dar (zum Vergleich s. Abb. 31). Die Rekonstruktion der Strömungsintensitäten für die Proben aus dem Europäischen Nordmeer wird deshalb in Anlehnung an diese Kurve durchgeführt.

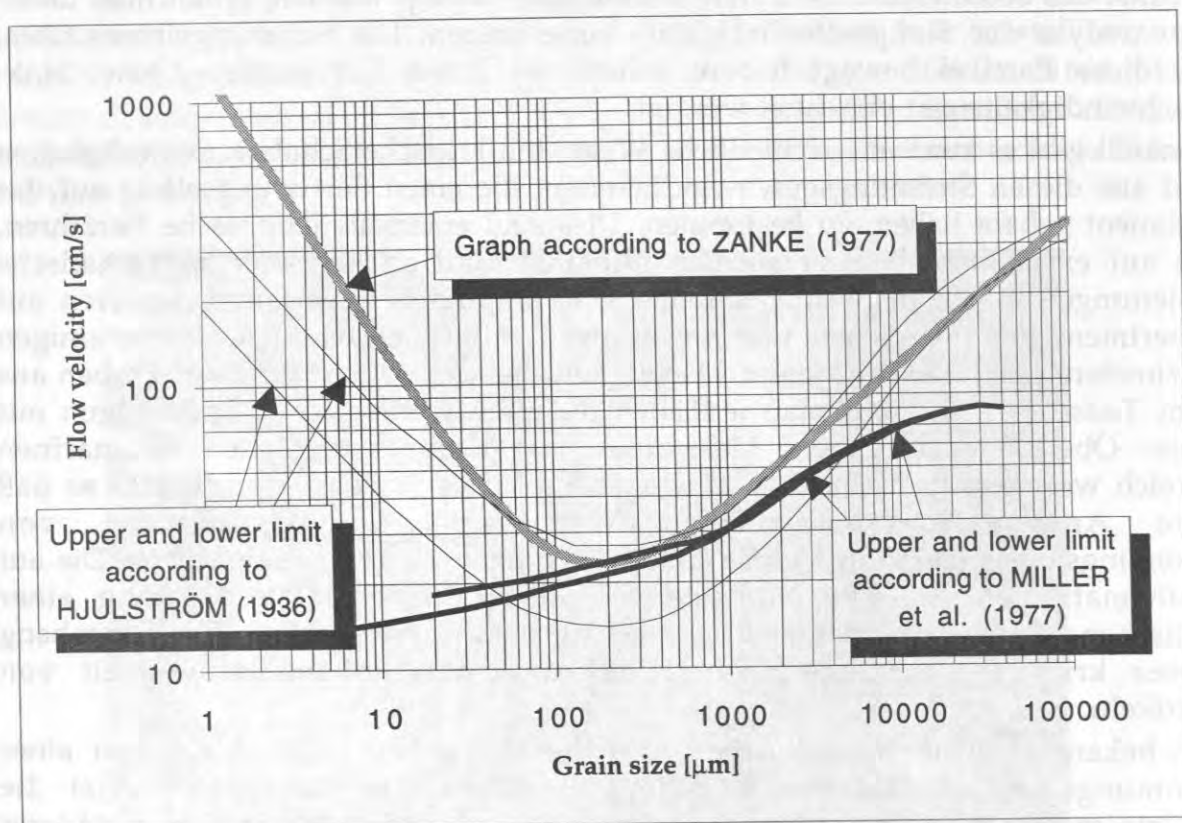


Abb. 31: Vergleich der Kurven des Transportbeginns bei Strömungen für unterschiedliche Korngrößen nach HJULSTRÖM (1936), MILLER *et al.* (1977) und ZANKE (1982).

Der überwiegende Anteil der Werte, die der *Shields*-Kurve zugrundeliegen, wurde auf experimenteller Basis mit runden Partikeln oder gut gerundeten natürlichen Sedimenten ermittelt. Weicht die Partikelform von der glatten Kugelgestalt ab, so führt dies bei den Ergebnissen zu einer Reduktion der Korngröße. Der Einfluß der Sphärizität ist dabei der bei weitem stärkste vor den Einflüssen von Rundung und

Oberflächenrauigkeit (WADELL 1932, 1933, WILLIAMS 1966). Bei der Bestimmung von kritischen Strömungsintensitäten sollte daher der Effekt von Sphärizität, Rundung und Oberflächenrauigkeit beachtet werden. Die mathematische Beschreibung dieser Effekte ist aber noch nicht in dem Maße gelungen, daß sich ihr Einfluß als ein weiterer Term in den Formeln zur Bestimmung hydrodynamischer Parameter beschreiben ließe. Daher muß dieses Problem vereinfachend empirisch gelöst werden.

Die Grobfraktion der Sedimente des Europäischen Nordmeeres weist in ihrer Form und Gestalt eine hohe Variationsbreite auf. Foraminiferengehäuse stellen aber eine Partikelgruppe dar, die im Gegensatz zu Gesteinspartikeln terrigenen Ursprungs nur eine geringe Abweichung von einer Korngestalt zeigen. Bei Karbonatführenden Sedimenten sind Gehäuse der Foraminiferenart *N. pachyderma* allgegenwärtig. Diese Foraminiferenart ist nicht bestachelt und hat eine gedrungene Gestalt ohne tiefe Suturen zwischen den Kammern. Ihr Korngrößenspektrum reicht von ca. 350 µm Durchmesser bis zu juvenilen Exemplaren mit deutlich weniger als 100 µm Durchmesser. Auf Grund dieser Eigenschaften können Exemplare dieser Foraminiferenart als gut gerundete, nahezu sphärische Partikel mit geringen Abweichungen über das Korngrößenspektrum angesehen werden, für die die Formeln und Werte der Shields-Kurve durchaus zutreffen. Daher wurde diese Foraminiferenart als Standard für die Bestimmung kritischer Strömungsintensitäten verwendet, an dem auch die hydrodynamischen Werte der Gesteinspartikel terrigenen Ursprungs normiert wurden.

Die Bestimmung der kritischen Strömungsintensität für transportierte Exemplare der Foraminiferen-Art *N. pachyderma* erfolgt in folgenden Schritten:

- Messung der Sinkgeschwindigkeit in der Sand-Sedimentationswaage,
- Separation der entsprechenden Sinkgeschwindigkeits-Fraktionen mit dem Sand-Separator,
- Messung der Foraminiferenschalen-Größe mit dem Bildanalysesystem NIH Image für eine repräsentative Anzahl von Proben und Bestimmung der Regressionsgeraden für die Sinkgeschwindigkeits-Korngrößen-Relation,
- Errechnung der Foraminiferenschalen-Größe nach der Regressions-Geraden für die anderen Proben,
- Bestimmung von Dichte und Viskosität des Meereswassers am Ort der Probennahme und Bestimmung von Dichte und Viskosität für die Sinkgeschwindigkeitsanalysen im Labor,
- Berechnung der Reynolds-Zahl Re und Bestimmung des Schubspannungskoeffizienten C_D aus dem Nikuradze-Diagramm,
- Berechnung der Partikeldichte ρ_s mit Hilfe von Re und C_D ,
- Berechnung der dimensionslosen Shields-Schubspannung θ_* , der kritischen Strömungsgeschwindigkeit u^* und der Strömungsgeschwindigkeit 1 m über der

Sedimentoberfläche u_{100} mit Hilfe der anderen errechneten Parameter.

- als Alternative zu den drei letztgenannten Punkten kann die Berechnung der kritischen Strömungsgeschwindigkeit u^* auch unmittelbar als Funktion der Sinkgeschwindigkeit erfolgen. Nach Umformung der entsprechenden Formeln läßt sich auch die Dichte von Partikeln bestimmen.

Die Schritte von der Bestimmung der Foraminiferenschalen-Größe nach der Sinkgeschwindigkeits-Korngrößen-Relation von gemessenen *N. pachyderma*-Exemplaren bis zur Berechnung der Strömungsintensität in 1 m Höhe über der Sedimentoberfläche werden in den folgenden Absätzen mit den zugrunde liegenden Formeln ausführlich dargestellt.

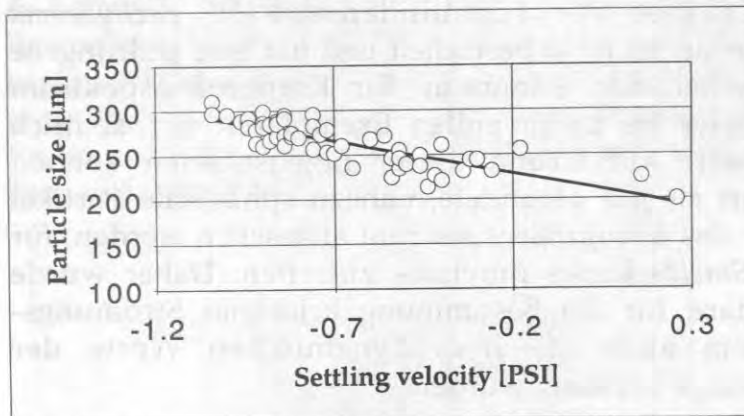


Abb. 32: Regressionsgerade zwischen halbautomatisch mit einem Bildanalyse-System bestimmten Gehäusedurchmessern der Foraminiferenart *N. pachyderma* aus einer separierten Sinkgeschwindigkeitsfraktion und den Sinkgeschwindigkeitswerten des Maximums in dieser Fraktion.

Die Messung der Partikelgrößen mit der halbautomatischen Bildanalyse erfordert noch relativ großen Aufwand. Deshalb konnten nur für 57 separierte Fraktionen Partikelgrößen von Foraminiferen-Gehäusen gemessen werden. Die Proben repräsentieren einen Querschnitt der Oberflächen und Kernproben (Auflistung der Positionen und Kernteufen in Tabelle A-2 im Anhang) und wurden separiert, um die Zusammensetzung einer Sinkgeschwindigkeitsfraktion bestimmen zu können.

Mit diesen 57 Messungen wurde die Regressionsgerade der Sinkgeschwindigkeit gegen die Gehäusegröße errechnet (Abb. 32), um mit Hilfe der Regressionsgleichung die Gehäusegröße der Foraminiferen in den restlichen Proben zu bestimmen.

Die Regressionsgleichung lautet:

$$D = -73,719 \cdot \text{PSI} + 213,925$$

FLÜSSIGKEITSDICHTE, VISKOSITÄT UND ERDBESCHLEUNIGUNG

Die hydraulischen Parameter der Flüssigkeit, Dichte ρ_f , und Viskosität η , und die Erdbeschleunigung $g(\lambda)$ für die Probenlokalität bzw. die Bedingungen im Labor zählen neben den gemessenen Partikel-Parametern zu den Eingangsgrößen der Formeln. Die Berechnung der Flüssigkeitsdichte ρ_f [kg/m³] erfolgt in Abhängigkeit von der Temperatur T [°C] nach einer empirischen Formel von KELL (1975):

$$\rho_f = \frac{\left(999,83952 + 16,945176T - 7,9870401 \times 10^{-3} T^2 - 46,170461 \times 10^{-6} T^3 + 105,56302 \times 10^{-9} T^4 - 280,54253 \times 10^{-12} T^5 \right)}{(1 + 16,879850 \times 10^{-3} T)} + \omega S \quad (1)$$

Die Konstante ω gibt den Teil der Dichteänderung an, der auf die Salinität S [‰]

des Meerwassers zurückzuführen ist und beträgt $8,06 \times 10^{-4}$ je Promille Zunahme der Salinität. Dieser Teil wurde zu dem nach der Formel von KELL (1975) berechneten Wert addiert.

Die Viskosität η [g/cm s] des Meerwassers an der Probenlokalität wird nach HARDY & COTTINGTON (1949) für Temperaturbereiche von 0°C bis 20°C nach folgender Formel berechnet:

$$\log_{10} \eta = \frac{1301}{998,333 + 8,1855(T - 20) + 0,00585(T - 20)^2} - 1,30233 + 10^{\delta s} \quad (2)$$

Die Konstante δ gibt den Teil der Viskositätsänderung an, der auf die Salinität S [‰] des Meerwassers zurückzuführen ist und beträgt $2,75 \times 10^{-3}$ je Promille Zunahme der Salinität. Dieser Teil wurde zu dem nach der Formel von HARDY & COTTINGTON (1949) berechneten Wert addiert.

Für die Laborbedingungen zur Messung der Sinkgeschwindigkeit wird die Viskosität nach einer Formel von SWINDELLS (1952) berechnet, die für Temperaturbereiche von 20°C bis 100°C gilt:

$$\log_{10} \frac{\eta}{\eta_{20}} = \frac{1,3272(20 - T) - 0,001053(T - 20)^2}{T + 105} \quad (3)$$

η_{20} ist die Viskosität von Wasser bei 20°C bei einem Luftdruck von 1 atm und beträgt 1,002 g/cm s. Bei den Sinkgeschwindigkeitsmessungen im Labor wurde wegen des hohen Rechenaufwandes trotz geringfügig abweichender Werte in der Sedimentationssäule eine Temperatur von 21 °C angenommen.

Die Berechnung der Erdbeschleunigung $g(\lambda)$ [m s⁻²] für den Ort der Probennahme im Europäischen Nordmeer und die entsprechende Meerestiefe erfolgt nach der 'Reference Gravity Formula', die durch die International Association of Geodesy 1967 aufgestellt wurde. Die Zunahme der Erdbeschleunigung g mit der Meerestiefe wurde durch Addition von $m_e \gamma$ berücksichtigt:

$$g(\lambda) = g_e(1 + \alpha \sin^2 \lambda + \beta \sin^4 \lambda) + m_e \gamma \quad (4)$$

g_e ist die Erdbeschleunigung am Äquator und beträgt 978,03185 cm s⁻², λ ist die nördliche Breite [°] und m_e die Meerestiefe [m] am Ort der Probennahme. Die Konstanten α , β und γ betragen $\alpha = 5,278895 \times 10^{-3}$, $\beta = 2,3462 \times 10^{-5}$ und $\gamma = 3,086 \times 10^{-4}$. Für Berechnungen mit den Sinkgeschwindigkeiten, die in der Sedimentationswaage im Labor in Kiel gemessen wurden, gilt der Erdbeschleunigungswert von $g = 981,468$ cm s⁻² für Kiel aus der Ortstabelle in LAX & SYNOWIETZ (1967).

REYNOLDS-ZAHL

Die Reynolds-Zahl Re wird nach folgender Formel aus den in der Sedimentationswaage gemessenen Sinkgeschwindigkeiten w_s und den in der Bildanalyse ermittelten bzw. nach der Regressionsgeraden berechneten Korndurchmessern D berechnet:

$$Re = \frac{w_s D}{\nu} \quad (5)$$

ν ist die kinematische Viskosität, die durch die dynamische Viskosität η und die Dichte der Flüssigkeit ρ_f nach $\nu = \frac{\eta}{\rho_f}$ bestimmt wird.

SCHUBSPANNUNGSKOEFFIZIENT

Der dimensionslose Schubspannungskoeffizient C_D ist eine Funktion der Reynolds-Zahl Re und kann aus dem sogenannten *Nikuradze*-Diagramm (Abb. 33) abgelesen oder bei bekannter Partikeldichte ρ_s , Flüssigkeitsdichte ρ_f , Partikel-Sinkgeschwindigkeit w_s , Erdbeschleunigung g und Partikelgröße D nach der Formel:

$$C_D = \frac{4(\rho_s - \rho_f)gD}{3\rho_f w_s^2} \quad (6)$$

errechnet werden. Im vorliegenden Fall soll jedoch die Partikeldichte mit Hilfe von C_D bestimmt werden, so daß der entsprechende Wert zu Re aus dem *Nikuradze*-Diagramm abgelesen werden muß. Das *Nikuradze*-Diagramm stellt die Beziehung der Reynolds-Zahl mit Re mit dem Schubspannungskoeffizienten C_D graphisch dar und beruht auf experimentellen Versuchen zahlreicher Experimentatoren (Zusammenstellung in ROUSE 1946 und GIBBS *et al.* 1971).

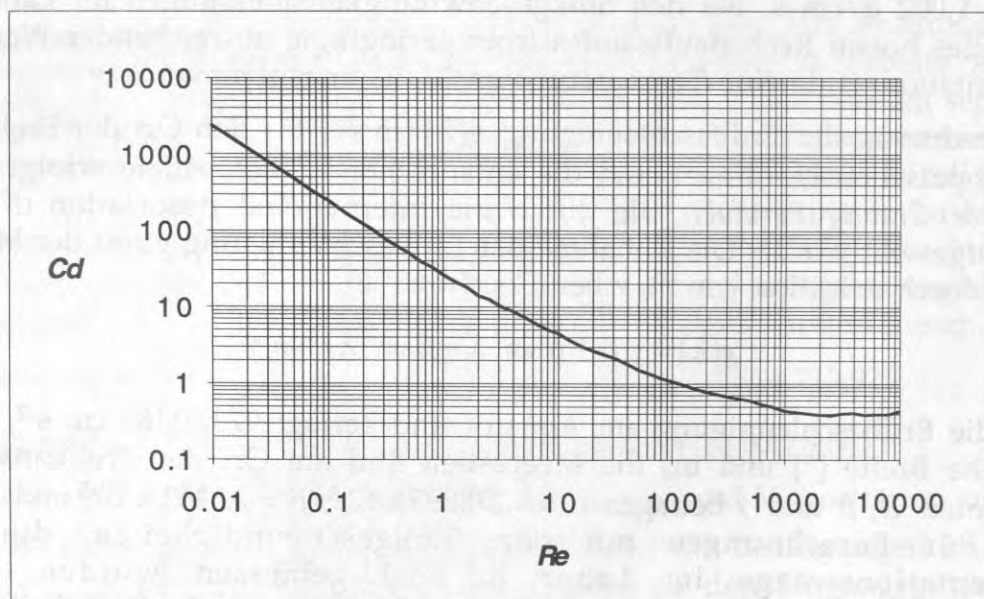


Abb. 33: Nikuradze-Diagramm.

PARTIKELDICHTE

Aus der Umformung der Gleichung für C_D erhält man die Gleichung, nach der die Partikeldichte ρ_s berechnet werden kann:

$$\rho_s = \frac{3}{4} \rho_f C_D \left(\frac{w_s^2}{gD} \right) + \rho_f \quad (7)$$

DIMENSIONSLOSE SHIELDS-SCHUBSPANNUNG, KRITISCHE SCHUBGESCHWINDIGKEIT UND KRITISCHE STRÖMUNGSGESCHWINDIGKEIT

In MILLER *et al.* (1977) ist in einem modifizierten Shields-Diagramm die dimensionslose Partikel-Reynolds-Zahl Re gegen die dimensionslose Shields-Schubspannung θ_i aufgetragen. Re und θ_i sind definiert durch die Gleichungen

$$Re = \frac{u^* D}{\nu} = \sqrt{\frac{\tau_i}{\rho_f}} \frac{D}{\nu} \quad (8)$$

und

$$\theta_i = \frac{\tau_i}{(\rho_s - \rho_f) g D} = \frac{\rho_f u^{*2}}{(\rho_s - \rho_f) g D} \quad (9)$$

mit der kritischen Schubgeschwindigkeit unmittelbar an der Sedimentoberfläche u^* und der Bodenschubspannung τ_i . Setzt man die gemessenen bzw. errechneten Parameter D , w_s , ρ_s und ρ_f und die errechneten Variablen ν und g in die beiden Gleichungen ein, so kann mit Hilfe des aus dem modifizierten Shields-Diagramm abgelesenen θ_i -Wertes iterativ u^* bestimmt werden.

Die Bestimmung der Strömungsgeschwindigkeit 1 Meter über der Sedimentoberfläche u_{100} erfolgt nach der Gleichung des logarithmischen Strömungsprofils einer turbulenten Strömung mit hydraulisch glatter Sohle (ZANKE 1982):

$$\frac{u_z}{u^*} = 2,5 \cdot \ln 9,0 \frac{u^* z}{\nu} \quad (10)$$

mit der Strömungsgeschwindigkeit u_z in der Entfernung z von der Sedimentoberfläche und der Viskosität ν .

Da C_D aus der *Nikuradze*-Kurve abgelesen werden muß und die Schubgeschwindigkeit u^* iterativ bestimmt wird, kann zur Bestimmung der Strömungsintensität kein mathematisch-analytisches Verfahren eingesetzt werden. Der erforderliche Rechenaufwand steigt dadurch erheblich.

Die kritische Schubgeschwindigkeit u^* läßt sich alternativ auch in einem mathematisch-analytischen Verfahren als Funktion der Sinkgeschwindigkeit bestimmen. In der Literatur werden unterschiedliche Formeln genannt, die sich von der Größenordnung der Ergebnisse her um einen Faktor von ca. 2 unterscheiden. BAGNOLD (1966) nennt als Formel:

$$u^* = \sqrt{0,4(\rho_s - \rho_f) \cdot w_s} \quad (11a)$$

ZANKE (1982) gibt eine Formel zur Berechnung von u^* an, die zu niedrigeren Ergebnissen als jene von BAGNOLD (1966) führt:

$$u^* = 0,4w_s \quad (11b)$$

In dieser Formel geht die Dichte der Partikel nicht in die Bestimmung von u^* mit ein. Nach Bestimmung der kritischen Schubgeschwindigkeit u^* mit Hilfe der Gleichungen 11a und 11b wird die Strömungsgeschwindigkeit u_{100} nach Gleichung 10 bestimmt.

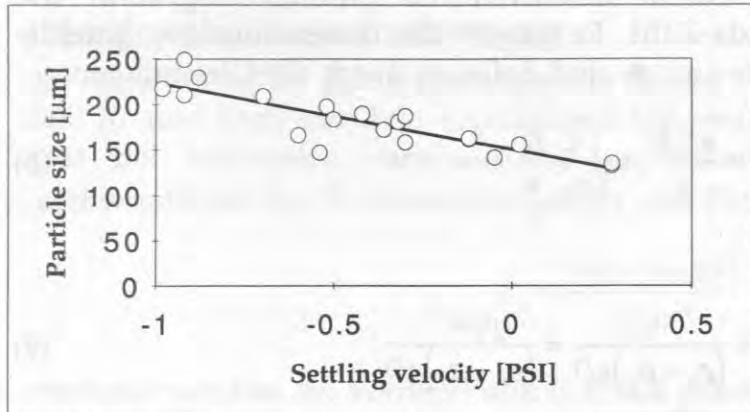


Abb. 34: Regressionsgerade zwischen halbautomatisch mit einem Bildanalysesystem bestimmten Quarzkorngrößen aus einer separierten Sinkgeschwindigkeitsfraktion und den Sinkgeschwindigkeitswerten des Maximums in dieser Fraktion.

Die Berechnung der kritischen Strömungsintensitäten für terrigene Quarz-Partikel erfolgte ebenfalls nach den Formeln 5 bis 11. Es wurden an 20 separierten Fraktionen Korngrößenmessungen mit dem Bildanalysesystem durchgeführt. Diese 20 separierten Fraktionen stammen aus Proben, bei denen nach der Analyse der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung eine Transportäquivalenz von Quarz mit *N. pachyderma*-Gehäusen vermutet wurde. Anhand dieser 20 Korngrößenmessungen und

den Sinkgeschwindigkeits-Analysen der Quarzpartikel wurde eine Regressionsgerade der Korngröße gegen die Sinkgeschwindigkeit errechnet. Diese Regressionsgerade, nach der die Korngrößen in den anderen Proben errechnet wurden, ist in Abb. 34 zu sehen. Die Formel der Regressionsgeraden lautet:

$$D = -73,846 * PSI + 149,679$$

Besondere Aufmerksamkeit mußte dem Problem der Transport-Äquivalenz mit den Foraminiferen-Gehäusen gewidmet werden. Eine Bestimmung des Formfaktors für alle Partikel war nicht möglich, da die Formeln zur Berechnung der Strömungsintensität diesen nicht enthalten, sondern mit Kugeln rechnen.

Bisherige empirische Lösungen für den Einfluß der Kornform auf die Sinkgeschwindigkeit (z. B. KOMAR & REIMERS 1978) lassen sich in den verwendeten Formeln ebenfalls nicht berücksichtigen. Daher wurden die Quarz-Partikel an den Gehäusen von *N. pachyderma* normiert.

Die Normierung erfolgte, indem für Quarz-Partikel die kritische Strömungsgeschwindigkeit transport-äquivalenter *N. pachyderma*-Partikel angenommen wurde. Als Datenbasis dieser Normierung dienten 20 offensichtliche Transport-Äquivalenzen von *N. pachyderma* und Quarz, wie das in Abb. 24 gezeigte Beispiel. Für diese kritischen Strömungsintensitäten wurden dann sowohl nach dem empirisch-iterativen Verfahren (Formeln 8 und 9) als auch nach dem mathematisch-analytischen Verfahren von BAGNOLD (1966), welches die Dichte berücksichtigt (Formel 11a), die Dichten der Quarzpartikel bestimmt.

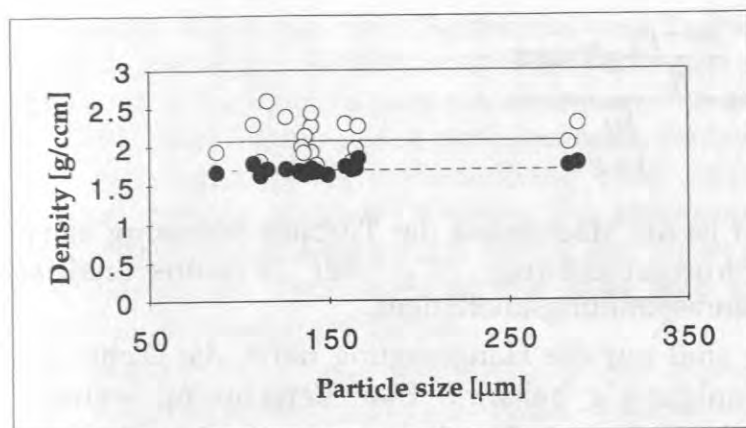


Abb. 35: Durch Korrelation mit transportäquivalenten *N. pachyderma*-Gehäusen errechnete Dichten für gemessene Quarzkorndurchmesser mit den Mittelwerten, die durch die Geraden beschrieben werden. Die offenen Kreise wurden nach dem mathematisch analytischen Verfahren von BAGNOLD (1966) berechnet, die schwarzen Punkte nach dem experimentell-empirischen Verfahren. Bei Quarzpartikeln ist kein Zusammenhang zwischen Korngrößen- und Dichteänderungen festzustellen.

Es ergeben sich abweichende mittlere Dichten, die auf den unterschiedlichen Lösungsverfahren beruhen. Für das empirisch-analytische Verfahren liegt die mittlere Dichte bei $1,737 \text{ g/cm}^3$ mit einer geringen Schwankungsbreite, während beim mathematisch-analytischen Verfahren die mittlere Dichte $2,069 \text{ g/cm}^3$ beträgt und die Schwankungsbreite recht groß ist. Abb. 35 zeigt die Streuung der Werte. Es ist jedoch in beiden Fällen keine Abhängigkeit von der Korngröße zu erkennen, so daß die Mittelwerte als Basis für die weiteren Berechnungen der kritischen Strömungsge-

schwindigkeiten der übrigen strömungsbeeinflussten Quarz-Partikel verwendet wurde.

Parallel zum skizzierten Verfahren wurde die kritische Strömungsintensität nach folgender Formel von ZANKE (1982) bestimmt:

$$u_{cm} = 2,8 \sqrt{\left(\frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \right) gD + 14,7 \frac{v}{D} c} \quad (12)$$

Darin stellt u_{cm} die kritische Geschwindigkeit in 1 m Höhe über der Sedimentoberfläche und c den Einfluß der Adhäsion bzw. Kohäsion dar. Für weitgehend kohäsionslose Sande ist $c \approx 1$. c erlaubt es, für die Proben des Europäischen Nordmeeres den Einfluß von Kohäsion, der durch die zum Teil hohen Gehalte an feinkörnigem Sediment an fast allen Lokalitäten gegeben ist, zu simulieren.

3.4.5. Turbidite

Turbidite zählen zu den unter physikalisch-strömungsmechanischen Gesichtspunkten relativ gut untersuchten Sedimenttransport-Prozessen. Sie zeigen im allgemeinen 3 unterschiedliche Bereiche: einen dicken Strömungskopf, einen schlankeren mittleren Teil und ein ausdünnendes Ende. MIDDLETON (1966b) hat für das generelle Modell eines Turbidit-Körpers eine Strömungsgleichung vom Chezy-Typ aufgestellt:

$$u^2 = \frac{\frac{\rho_T - \rho_f}{\rho_T} g H \tan \sigma}{\frac{C_f}{1 + \varepsilon}} \quad (13)$$

ρ_T ist die Dichte der Suspension, H ist die Mächtigkeit der Turbidit-Strömung, $\tan \sigma$ die Hangneigung in Strömungsrichtung, C_f der dimensionslose Reibungskoeffizient und ε der Schubspannungskoeffizient.

Von den angeführten Parametern sind nur die Hangneigung $\tan \sigma$, die Dichte des Wassers ρ_f und die Erdbeschleunigung g bekannt. Eine Berechnung weiterer Parameter gelingt unter Berücksichtigung des 'suspension criterion', der Abhängigkeit von in Suspension gehaltenen Korngrößen und dazu benötigten Strömungsgeschwindigkeiten; der Begriff wurde von BAGNOLD (1966) und MIDDLETON (1976) geprägt. Bei einer Bilanzierung der beteiligten potentiellen Energie, der gravitativen Energie und der Energie des Strömungswiderstandes kommt BAGNOLD (1962) zu folgender Formel für den Beginn der Suspension von bestimmten Korngrößen in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit:

$$\bar{u} \geq \frac{w_s}{\tan \sigma} \quad (14)$$

\bar{u} ist die mittlere Strömungsgeschwindigkeit und w_s die gemessene Sinkgeschwindigkeit der Partikel.

Die Variablen C_f und ε können in Annäherung aus der Geometrie des Systems bzw. der Struktur der Sedimentoberfläche abgeschätzt werden. Das Abschätzen des Reibungskoeffizienten C_f für natürliche Systeme auf Grund von experimentellen Laborversuchen ist jedoch auf Grund der unterschiedlichen Skalen schwierig. C_f nimmt mit zunehmender Bodenrauhigkeit und hohen Reynolds-Zahlen der Strömung zu (MIDDLETON & SOUTHARD 1984). Daher wird die relative Rauhigkeit mit abnehmender Strömungsmächtigkeit bedeutender. In Experimenten wurde für gerippten Feinsand C_f mit 0,005-0,01 und für Mittelsand mit Megarippeln mit 0,006-0,019 bestimmt (Daten von ALLEN 1970 und GUY *et al.* 1966). Für natürliche Turbidite, bei denen größere Strömungsmächtigkeiten auftreten und die Bodenrauhigkeit für vernachlässigbar gehalten wird, wenn größere Rauheitselemente wie Rippeln und Sedimentwellen fehlen, wurde C_f auf 0,0035 bis 0,005 geschätzt (MIDDLETON 1966a, KOMAR 1969, VAN TASSELL 1981, BOWEN *et al.* 1984). Für die Berechnungen wurde hier ein Wert von 0,005 angenommen.

Der Schubspannungskoeffizient ε ist eine Funktion der Schubspannung an der Oberseite und den Rändern der Strömung relativ zu der Bodenschubspannung. Experimentelle Untersuchungen ergaben eine Zunahme von ε mit zunehmender Hangneigung (MIDDLETON 1966a). Für das Modellieren von Tiefseesystemen wurde ein Wert von 0,42 angenommen (KOMAR 1969, BOWEN *et al.* 1984).

Die Bestimmung eines weiteren Parameters von Turbiditen, der Dichte der Suspension ρ_T oder der Mächtigkeit der Turbidit-Strömung H ist nur mit Hilfe einer weiteren aus geophysikalischen Untersuchungen bekannten Größe, der Morphologie von Turbidit-Rinnen möglich. Die Mächtigkeit der turbiditischen

Strömung kann aus der Geometrie von Turbidit-Rinnen annähernd abgeleitet werden, wie dies z. B. MIDDLETON & SOUTHARD (1984) und ZENG *et al.* (1991) getan haben. Auf Seitensicht-Sonar-Aufnahmen, 3,5 kHz-Aufzeichnungen (MIENERT *et al.* 1993) und Parasound-Aufzeichnungen (SUESS *et al.* 1994) vom grönländischen und norwegischen Kontinentalhang sind zahlreiche Rinnen bekannt, die als Turbidit-Bahnen gedeutet werden. Die kleineren dieser Rinnen haben Tiefen von ca. 10 Metern und treten recht häufig auf. Unter der Annahme dieser 10 Meter als Mächtigkeit der Turbidit-Strömung kann man nach Gleichung 13 die Dichte der Turbidit-Strömung errechnen.

Ein anderer Weg der Bestimmung der Turbidit-Mächtigkeit führt über die maximale Suspensionsdichte eines Turbidites von 9 % (experimentell von BAGNOLD 1962 bestimmt). Das Ergebnis gibt die Mindestmächtigkeit des Turbidits an, der das untersuchte Sediment abgelagert hat. Für die gut sortierten Sedimente aus dem Bereich des Europäischen Nordmeeres wurden beide Berechnungen durchgeführt. Dabei traten bei manchen Probenpositionen unrealistisch hohe bzw. niedrige Werte der Turbiditmächtigkeit oder -dichte auf. Dies bedeutet nicht unbedingt, daß die Sedimente nicht durch Turbidite abgelagert wurden, sondern lediglich, daß das beprobte Sediment unter turbiditisch-strömungsmechanischen Gesichtspunkten nicht im Gleichgewicht mit der Hangneigung steht. In Anbetracht des großen Trägheitsmomentes von Turbiditen ist es dennoch ohne weiteres denkbar, daß das Sediment von einem Turbidit an Ort und Stelle abgelagert wurde, vielleicht gerade, weil der Turbidit durch geringere Hangneigung an Transportkraft verliert. In den Darstellungen dieser Arbeit sind die Proben, deren Korngrößenspektrum nicht im Gleichgewicht mit der vorhandenen Hangneigung steht, als nicht turbiditisch abgelagerte, strömungssortierte Proben aufgeführt.

Die Hangneigung für die jeweiligen Kernpositionen wurden aus dem ETOPO5-Datensatz (ETOPO5 1986) extrahiert. Um eine repräsentative Hangneigung für die Kernpositionen zu bekommen, wurde über die Werte im Umkreis von ca. 20 km gemittelt.

Turbidite haben auf Grund ihres Trägheitsmomentes die Fähigkeit, ein Stück weiterzulaufen, ohne weitere kinetische Energie durch Hangabwärtsbewegung aufzunehmen. Um zu überprüfen, ob die vorhandene Hangneigung im Gleichgewicht mit dem sortierten Sediment steht, kann deshalb für bestimmte Korngrößen und Hangneigungen errechnet werden, ob der Turbidit durch die bei dieser Hangneigung aufgenommene kinetische Energie in der Lage ist, die durch Reibung und Strömungswiderstand verlorene Energie zu ersetzen und die Partikel weiterhin in Suspension zu halten. Dieser Prozeß nennt sich 'Autosuspension'. Mit der folgenden Gleichung ('Bagnolds Kriterium für Auto-Suspension', BAGNOLD 1962) kann berechnet werden, ob für das betreffende Sediment und die vorhandene Hangneigung Autosuspension möglich ist:

$$\sin \sigma = \frac{C_f}{2 \left(\frac{(\rho_r - \rho_f)gH}{\rho_f \bar{u}^2} \right)} + \frac{w_s}{\bar{u}} \quad (15)$$

Mit Hilfe dieser Formel erfolgte bei den untersuchten Proben unabhängig von

anderen errechneten Resultaten der Test, ob das Sediment an der betreffenden Position im Gleichgewicht mit der Hangneigung steht. Dies bedeutet, daß für alle Proben, die als turbiditisch abgelagert gekennzeichnet sind (s. Abb. 38), für das sortierte Korngrößenspektrum und die gegebene Hangneigung 'Autosuspension' als Antriebsprozeß für Turbidite denkbar ist.

Rein rechnerisch genügt einem Turbidit bei einer Dichte von 1 % und einer Mächtigkeit von 10 m eine Hangneigung von 1,2 Grad, um Foraminiferengehäuse der Art *N. pachyderma* in Suspension zu halten und ohne Energieverlust seinen Weg fortzusetzen, wenn die Strömungsgeschwindigkeit ca. 2,3 m/s beträgt (s. a. Formel 14).

3.4.6. Korngrößen- bzw. Sinkgeschwindigkeitsberechnung

Für die Berechnung hydrodynamischer Parameter und den Vergleich von Korngrößensmessungen mit Sinkgeschwindigkeitsdaten ist es mitunter unerlässlich, Korngrößen in Sinkgeschwindigkeiten bzw. Sinkgeschwindigkeiten in Korngrößen umzurechnen. Für die turbulent sinkenden Partikel wurde diese Umrechnung nach empirischen Formeln von GIBBS *et al.* (1971) durchgeführt. Turbulente Sinkgeschwindigkeiten errechnen sich aus gemessenen Korngrößen nach der Formel:

$$w_m = \frac{-3\eta + \sqrt{9\eta^2 + gr^2\rho_f(\rho_s - \rho_f)(0,015476 + 0,19841r)}}{\rho_f(0,011607 + 0,14881r)} \quad (16)$$

w_m ist die berechnete Sinkgeschwindigkeit [cm/s], η die dynamische Viskosität [g/cm s], r der gemessene Radius der Partikel [cm], g die Erdbeschleunigung [cm/s²] und ρ_f und ρ_s die Dichten der Flüssigkeit bzw. der Partikel [g/cm³]. Die Umrechnung von turbulenten Sinkgeschwindigkeiten in Korngrößen erfolgt nach:

$$r = \frac{0,055804w_s^2\rho_f + \sqrt{0,003114w_s^4 + [g(\rho_s - \rho_f)(4,5\eta w_s + 0,008705w_s^2\rho_f)]}}{g(\rho_s - \rho_f)} \quad (17)$$

w_s ist die gemessene Sinkgeschwindigkeit der Partikel [cm/s].

Für den Bereich der laminar sinkenden Partikel erfolgt die Umrechnung der Korngröße in Sinkgeschwindigkeiten nach dem *Stokes'schen Gesetz*:

$$w_m = \frac{1}{18} \frac{\rho_s - \rho_f}{\eta} g D^2 \quad (18)$$

D ist der Durchmesser der Partikel [cm]. Die Umrechnung von laminaren Sinkgeschwindigkeiten in Korngrößen erfolgt aus der Auflösung von Gleichung 18 nach der Korngröße D :

$$D = \sqrt{\frac{18\eta}{(\rho_s - \rho_f)g}} \quad (19)$$

3.4.7. Wellenbeeinflusste Sedimente

Einige der Proben im Untersuchungsgebiet stammen aus geringen Wassertiefen. Um testen zu können, ob sich an dieser Probenposition in der entsprechenden Wassertiefe ein Welleneinfluß bemerkbar macht, wurde aus den nach dem beschriebenen Verfahren errechneten u_{100} Werten die Höhe H einer Flachwasserwelle mit Grundberührung nach der Formel

$$u_{100} = \frac{1}{2} H \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (20)$$

berechnet (ALLEN 1985) und diese mit der Höhe der Tidewellen verglichen. In dieser Formel ist h die Wassertiefe an der Probenlokalität und g die Erdbeschleunigung und der Probenposition.

4. ERGEBNISSE

Die Strömungsintensitäten, Sedimentcharakteristika und Analysen der Sedimentationsprozesse, die nach dem oben beschriebenen Verfahren mit Hilfe der angegebenen Formeln für zahlreiche Oberflächenproben und für Proben aus den Sauerstoffisotopenstadien 6, 5, 2 und 1 aus 9 Kernen durchgeführt wurden, bilden die Grundlage für die nun folgenden Kapitel, in denen die Ergebnisse der Analysen präsentiert werden. Der Einstieg erfolgt zunächst mit den Darstellungen und Beschreibungen der Ursachen für rekonstruierte Strömungsintensitäten von Oberflächenproben; anschließend werden Strömungsintensitätskurven von Kernprofilen präsentiert. Eine Darstellung der Spektralanalyse von rekonstruierten Strömungsintensitäten in zwei Kernprofilen (23065 und 23454), die durchgehend bis zum Sauerstoffisotopenstadium 6 hochauflösend gemessen wurden, und der Vergleich der rekonstruierten Strömungsintensität mit anderen Probenparametern mittels der Faktorenanalyse folgen am Ende dieses Abschnitts.

4.1. STRÖMUNGSINTENSITÄTEN

4.1.1. Oberflächenproben

Die aus 86 Oberflächenproben bestimmten Strömungsintensitäten sind in den Abbildungen 36a bis 36c für die Probenpositionen im Europäischen Nordmeer in stereographischer Projektion dargestellt. In diesen Karten sind die Oberflächenproben nicht berücksichtigt, bei denen auf Grund des Sortierungsgrades und der topographischen Situation eine Ablagerung durch Turbidite erwiesen ist (s. Abb. 38). Die den Abbildungen zugrunde liegenden Daten wurden nach den im methodischen Teil (Kapitel 3.4.4.) beschriebenen unterschiedlichen mathematisch-analytischen und empirisch-iterativen Verfahren berechnet. Abb. 36a zeigt die Ergebnisse des empirisch-iterativen Verfahrens (berechnet nach den Formeln 5 bis 9), Abb. 36b zeigt die nach dem mathematisch-analytischen Verfahren von BAGNOLD (1966) (berechnet nach Formel 11a) und Abb. 36c die nach dem mathematisch-analytischen Verfahren von ZANKE (1982) berechneten Ergebnisse (berechnet nach Formel 11b). Im Vergleich der 3 Karten fällt die außerordentlich große Ähnlichkeit der Muster auf, obgleich die absoluten Werte deutliche Unterschiede zeigen. Daher wird bei der nachfolgenden Schilderung ein Schwerpunkt auf die Beschreibung der Muster gesetzt, während nur gelegentlich auf die Größenordnung der Strömung eingegangen wird.

Die Größenordnungen der Strömungen schwanken je nach Berechnungsverfahren beträchtlich. Läßt man bei der Betrachtung die wellenbeeinflussten Proben von der Spitsbergenbank außer acht, so liegt die Schwankungsbreite der rekonstruierten Strömungsintensitäten nach dem empirisch-iterativen Verfahren zwischen ca. 19 und 26 cm/s, beim Berechnungsverfahren nach BAGNOLD (1966) ca. zwischen 6 und 25 cm/s und beim Berechnungsverfahren nach ZANKE (1982) ca. zwischen 3 und 20 cm/s. Diese beträchtlichen Differenzen in den Ergebnissen beruhen auf den generalisierenden mathematischen und empirischen Ansätzen, die für ein breites Anwendungsspektrum formuliert werden und auch auf den nur unzureichend bekannten Bedingungen in der Tiefsee, z. B. über die Dauer und die Mächtigkeit von Strömungsprofilen und -schwankungen.

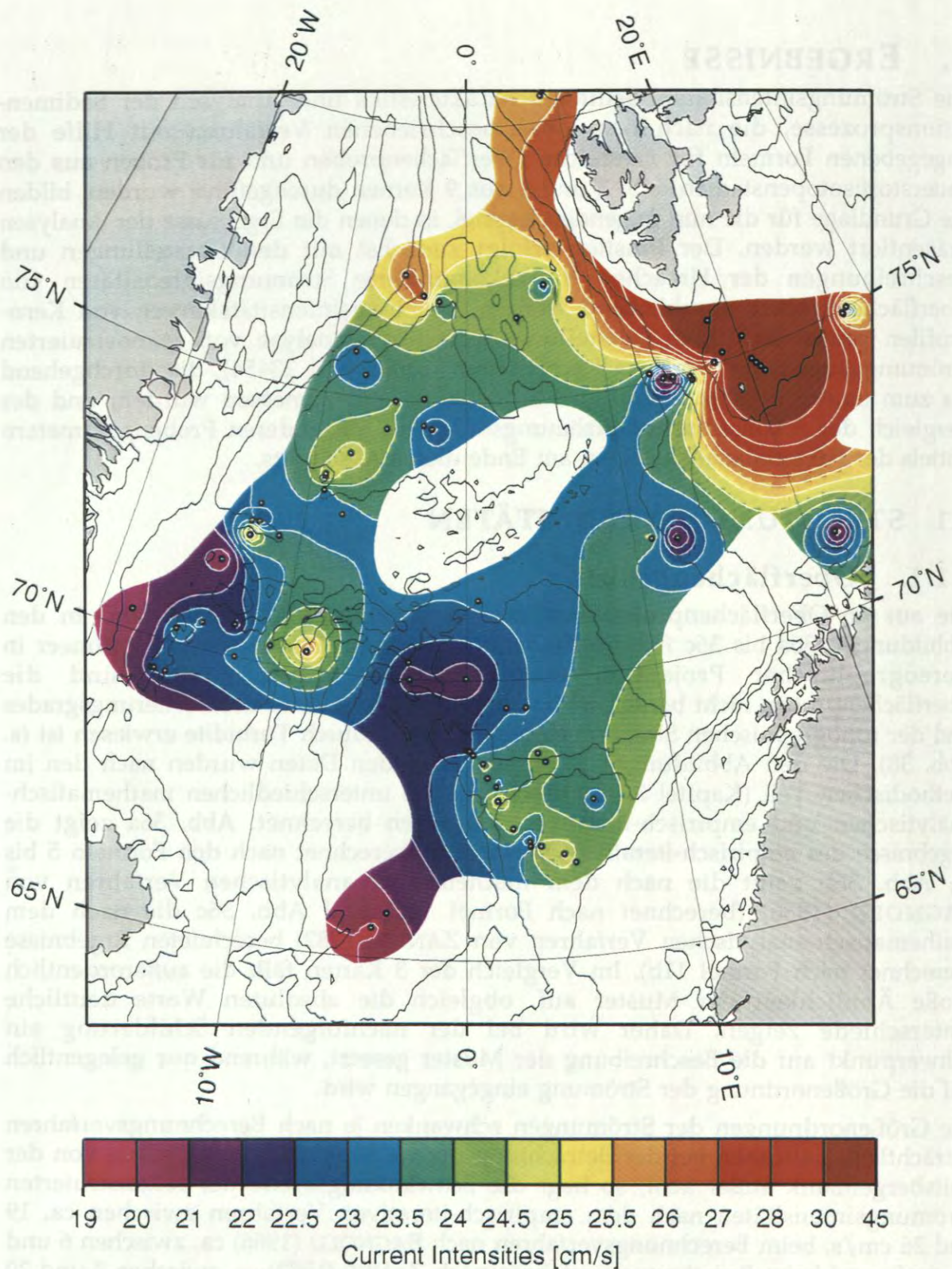


Abb. 36a: Karte mit den maximalen Strömungsintensitäten u_{100} , die an Oberflächenproben mit Hilfe des im Text beschriebenen experimentell-empirischen Verfahrens rekonstruiert wurden. Bereiche mit zu geringer Probendichte wurden nicht dargestellt. Zwischen den vorhandenen Datenpunkten wurde nach dem Kriging-Verfahren interpoliert.

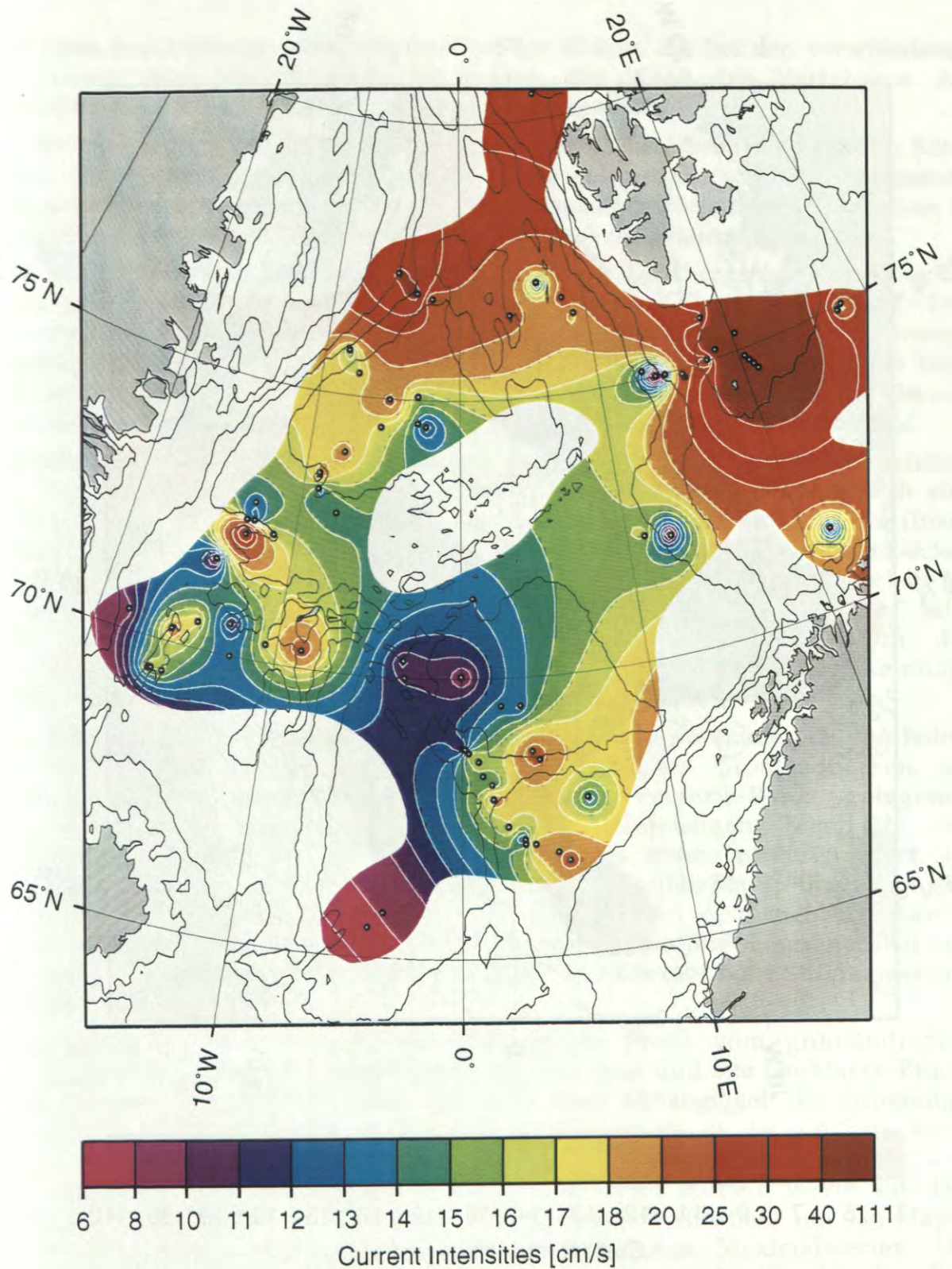


Abb. 36b: Karte mit den maximalen Strömungsintensitäten u_{100} , die an Oberflächenproben mit Hilfe des im Text beschriebenen mathematisch-analytischen Verfahrens von BAGNOLD (1966) rekonstruiert wurden. Bereiche mit zu geringer Probendichte wurden nicht dargestellt. Zwischen den vorhandenen Datenpunkten wurde nach dem Kriging-Verfahren interpoliert.

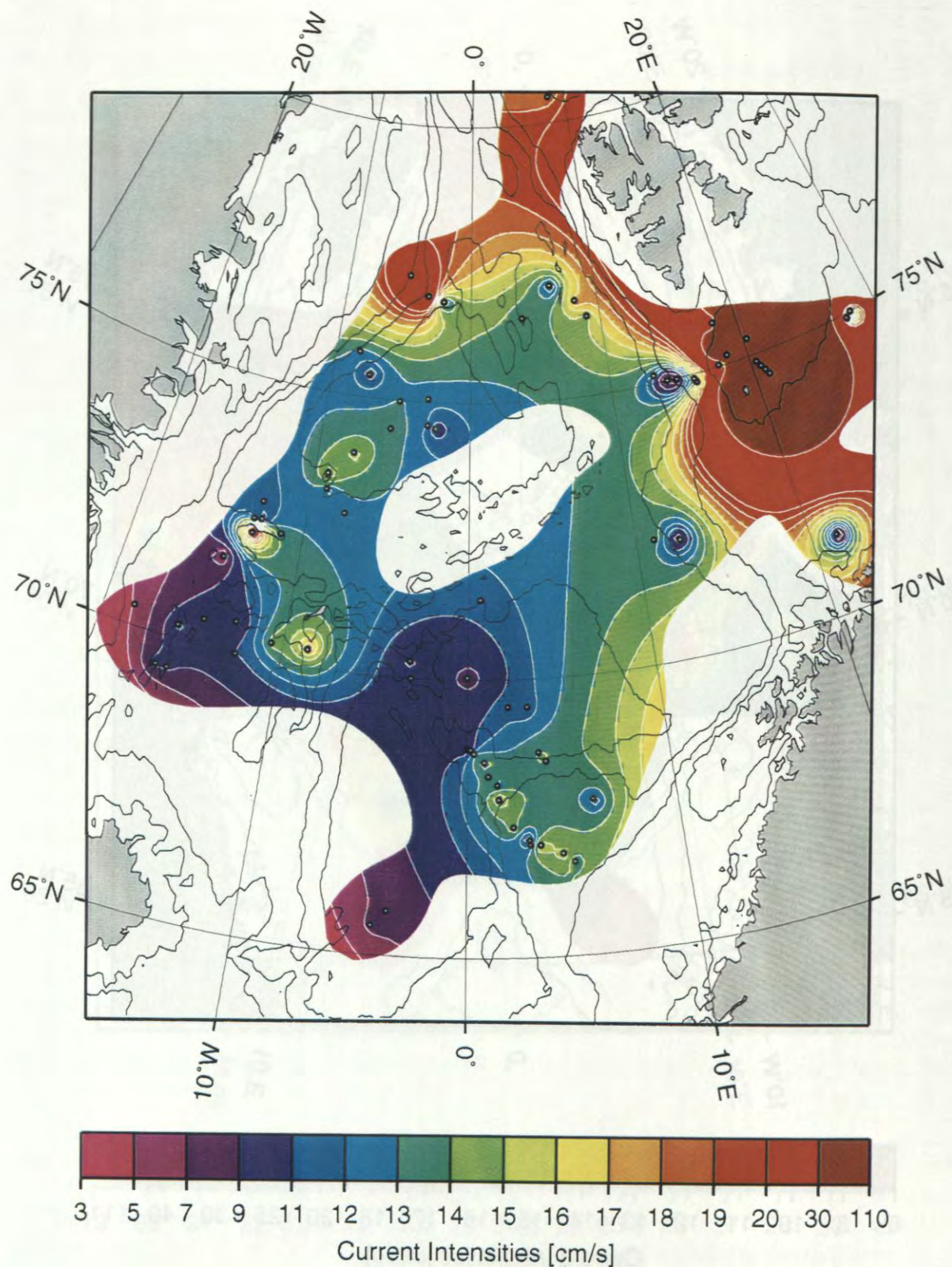


Abb. 36c: Karte mit den maximalen Strömungsintensitäten u_{100} , die an Oberflächenproben mit Hilfe des im Text beschriebenen mathematisch-analytischen Verfahrens von ZANKE (1982) rekonstruiert wurden. Bereiche mit zu geringer Probendichte wurden nicht dargestellt. Zwischen den vorhandenen Datenpunkten wurde nach dem Kriging-Verfahren interpoliert.

Bei einer Beschreibung und Interpretation der Muster, die bei den verschiedenen Verfahren sehr ähnlich sind, ist jedoch die Wahl des Verfahrens der Strömungsrekonstruktion von nur untergeordneter Bedeutung.

In der großräumlichen Übersicht über das Europäische Nordmeer zeigt die Karte einen Trend der Strömungszunahme von Süd-Südwesten nach Nord-Nordosten. Lokal wird dieser generelle Trend der Strömungsintensitätszunahme vor allem in Bereichen ausgeprägter Topographie zum Teil stark modifiziert.

Die höchsten Strömungsintensitäten werden auf der Spitsbergenbank erreicht; die dort genommenen Proben stammen z. T. aus nur 40 m Wassertiefe. Den Kontinentalhang hinab herrscht ein steiler Gradient zu den geringen Strömungsintensitäten um Kernposition 17722, die in einem Hochakkumulationsgebiet liegt. Die östlich und südlich der Spitsbergenbank liegenden Probenpunkte im Bereich des Barentsschelf-Troges weisen ebenfalls geringere Strömungsintensitäten auf.

Die Probenpunkte am Knipovitch-Rücken zeigen geringe Variationen um mittlere bis hohe Strömungsintensitäten. Lediglich an Kernposition 23456 zeigt sich eine niedrigere Strömungsintensität, die vermutlich auf lokale Einflüsse zurückzuführen ist. Die westlich des Rückens im südlichen Boreasbecken gelegenen Kerne weisen ebenfalls höhere Strömungswerte auf. Der nördlichste im Untersuchungsgebiet liegende Probenpunkt, 2213 auf dem Yermak-Plateau, zeigt sehr hohe Strömungsintensität. Ein sehr deutliches Gefälle in der Strömungsintensität existiert am grönländischen Kontinentalhang in der Kernfolge 21903 bis zu 21909 und 21912 im Grönlandbecken.

Die Strömungsintensität nimmt auf dieser Linie nahezu kontinuierlich von hohen auf mittlere bis niedrige Werte ab. Die im östlichen Grönlandbecken, am grönländischen Kontinentalhang und auf Vesteris-Bank gelegenen Probenlokalitäten weisen dagegen keinen eindeutigen Trend in der Strömungsintensität auf, sondern schwanken um einen mittleren Wert. Im Bereich des Sporns in das Grönland-Becken nördlich der Jan-Mayen-Bruchzone, der 'Dorothy's Nose' genannt wird, und im Bereich der westlichen Jan-Mayen-Bruchzone treten ebenfalls größere Schwankungen in der Strömungsintensität auf. An den Probenpunkten 23343, 21852 und 21857 werden sehr hohe Strömungswerte erreicht.

Das relativ gut mit Probenpunkten bestückte Profil vom grönländischen Kontinentalhang über das Island-Plateau und die neue und alte Jan-Mayen-Bruchzone auf das Vøring-Plateau zeigt eine recht klare Abhängigkeit der Strömungsintensität von der Wassertiefe. Je geringer die Wassertiefe ist, desto höhere Werte der Strömungsintensität treten auf. Auf dem Island-Plateau und am Übergang vom Vøring-Plateau zur alten Jan-Mayen-Bruchzone treten mittlere Werte auf. Das zentrale Vøring-Plateau und die Bereiche geringer Wassertiefe um Jan-Mayen haben Strömungsintensitäten mit mittleren bis hohen Maximalwerten. Die geringsten Strömungsintensitäten treten in den niedrigsten Arealen der alten Jan-Mayen-Bruchzone im Bereich der tiefsten Verbindung zwischen Norwegen- und Lofotenbecken auf. Die nördlich davon zwischen Mohns-Rücken und Lofotenbecken gelegenen Probenposition 23269 zeigt mittlere Strömungsintensitäten.

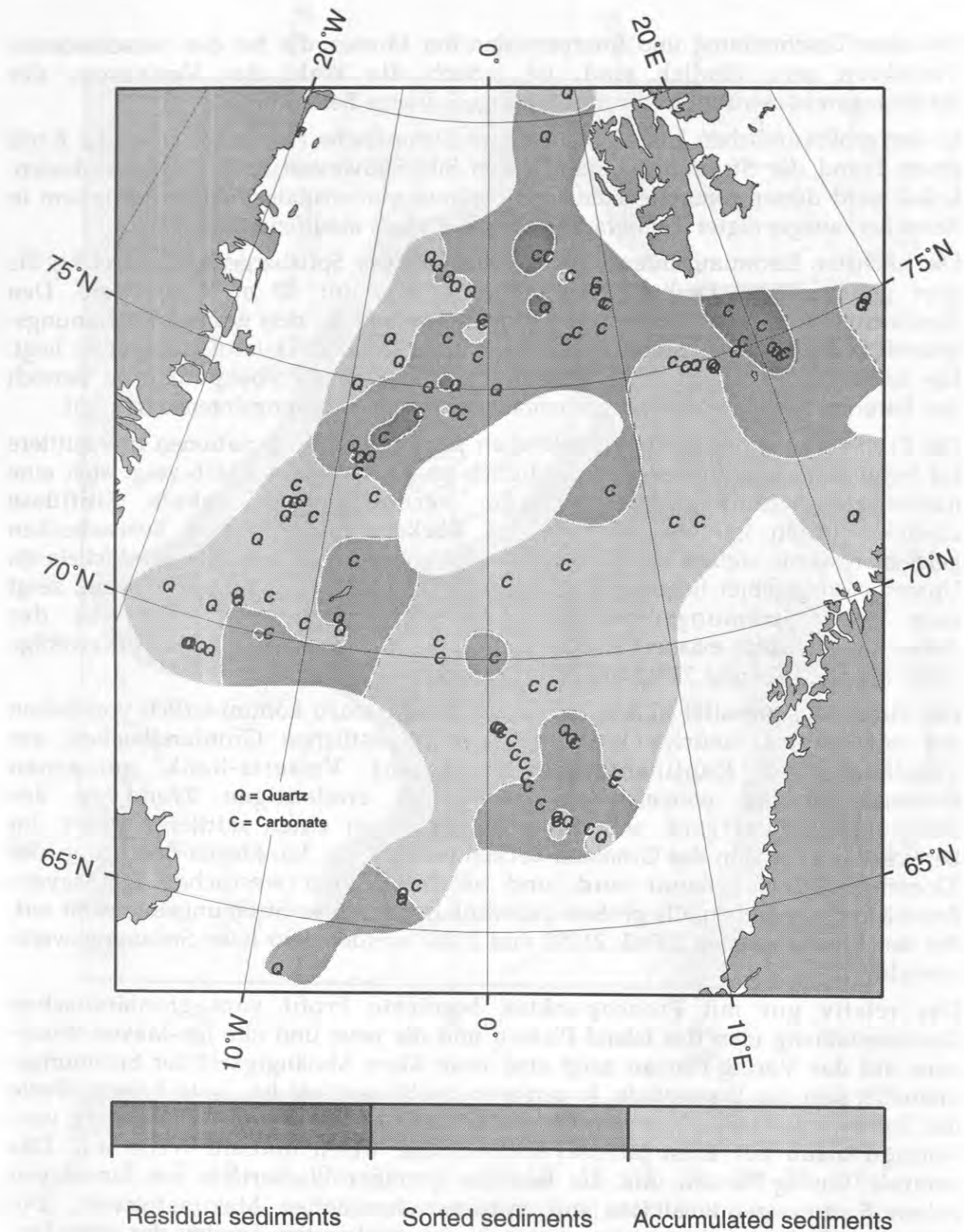


Abb. 37: Diese Karte stellt den Charakter der Strömungsbeeinflussung des Sedimentes dar. Ein Q an der Probenposition bedeutet, daß die Bestimmung der Strömungsintensität auf Grund von Sortierungsmerkmalen eines Quarzpartikel-Kollektivs vorgenommen wurde, bei einem C waren Karbonatpartikel die Basis der Berechnung der Strömungsintensität.

Von den Kernpositionen 17719 und 23426 auf dem Bäreninsel-Fächer zeigt die eine sehr geringe, der andere mittlere Strömungsintensitäten an. Die im Süden des Untersuchungsgebietes liegenden Probenpositionen am Aegir-Rücken und im südlichen Norwegen-Becken belegen niedrige Strömungswerte in diesem Bereich.

Um die für die Interpretation der Strömungsintensitäten wichtigen Informationen über die Lithologie und den Charakter der Strömungsbeeinflussung, akkumulativ, sortiert oder erosiv, in der gleichen Art darzustellen, wurde in Abb. 37 an die Position der Probennahme ein Q geplottet, wenn die Bestimmung der Strömungsintensität an Quarzkomponenten vorgenommen wurde und ein C, wenn Karbonat Basis der Bestimmung war. Der Charakter der Strömungsbeeinflussung ist durch Grauschattierungen dargestellt; dunkle Grautöne stehen für Restsedimente, helle Grautöne für akkumulierte Sedimente und mittelgraue für gut sortierte Sedimente. Hier sind auch die Oberflächenproben in die Darstellung mit einbezogen, bei denen ein turbiditischer Einfluß auf Grund der Sortierung des Sedimentes und der topographischen Situation um die Probenposition als erwiesen angesehen wird (vgl. Abb. 38).

Restsedimentbildung wird vor allem auf der Spitsbergenbank, in der östlichen Framstraße und, in geringerer Häufigkeit, im Grönlandbecken beobachtet. Gute Sedimentsortierung tritt in weiten Teilen des Grönland- und des Boreasbeckens auf, und auch auf dem Vøring-Plateau beobachtet man gehäuft gute Sortierung. Bei den sortierten Sedimenten wird neben der contouritischen Prägung ein großer turbiditischer Einfluß angenommen; die Argumentation hierzu ist in Kap. 4.1.3 geführt. Abb. 38 zeigt die turbiditisch geprägten Probenpositionen im Europäischen Nordmeer.

4.1.2. Wellenbeeinflusste Sedimente

Auf der Spitsbergenbank wurden einige Oberflächenproben in geringen Wassertiefen genommen. Diese Sedimente zeigen starken Sortierungs- und Restsedimentbildungs-Charakter, der nicht durch geostrophische Strömungen, sondern durch Wellenbeeinflussung geschaffen wurde. Um die Häufigkeit der Sedimentbewegung auf der Spitsbergenbank abzuschätzen, wurde die Höhe einer Flachwasserwelle errechnet, deren bodennahe horizontale Orbitalgeschwindigkeit in der Lage ist, die dort anzutreffenden Sedimente zu bewegen. Als kritische Schubgeschwindigkeit der sortierten Sedimente kann dabei der u_{100} -Wert des Verfahrens nach BAGNOLD (1962) dienen. Die errechneten Wellenhöhen liegen zwischen 185 cm für Position 23451 (Wassertiefe 39 m) und 297 cm für die Probenlokalität 23429 (Wassertiefe 100 m). Da schon die halbtägigen Gezeiten einen mittleren Springtidenhub von 138 cm in Spitsbergen und 232 cm am Nordkap haben (DIETRICH *et al.* 1975), kann die in den Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen erkennbare Sortierung des Sedimentes überwiegend auf Umlagerungsprozesse infolge des tidalen Welleneinflusses zurückzuführen sein. Der mittlere Springtidenhub von 138 cm entspricht bodennahen Strömungsgeschwindigkeiten von 22 cm/s für 100 m Wassertiefe und 36 cm/s für 40 m Wassertiefe, ein mittlerer Springtidenhub von 232 cm entspricht 34 cm/s (100 m Wassertiefe) bzw. 57 cm/s (40 m Wassertiefe) bodennaher Strömungsgeschwindigkeit.

4.1.3. Turbidite

Bei der Betrachtung und Analyse der Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen und der Berechnung der Strömungsintensitäten wurden zunächst geostrophische Strömungen als Ursache des Sedimenttransports angenommen. In zahlreichen Oberflächenproben vom grönländischen Kontinentalhang und den angrenzenden Beckenbereichen fallen jedoch gut sortierte Sedimente auf, deren Strömungsbeeinflussung höchstwahrscheinlich turbiditischer Natur ist.

Um die Hypothese zu testen, daß die Sortierung durch turbiditische Prozesse bedingt ist, wurden für die Positionen der entsprechenden Probenpunkte (Abb. 38) mit den bekannten Parametern die physikalischen Eigenschaften einer Turbiditströmung berechnet, die in der Lage ist, das sortierte Sediment in Suspension zu halten (Gleichungen siehe Kap. 3.4.5). Zur Charakterisierung des Turbidites dient zum einen die Geschwindigkeit (Abb. 39), die als Quotient von Sinkgeschwindigkeit der suspendierten Partikel und Hangneigung (nach Gleichung 14) errechnet wurde, und zum anderen die nach Gleichung 13 berechnete Dichte der Suspension (Abb. 40), die bei konstanter Turbiditmächtigkeit die Größe darstellt, die die Transportkapazität des Turbidits bestimmt. Ist die Dichte hoch, so stellt sie einen hohen Anteil der Suspensionskraft des Turbidits; ist sie niedrig, so resultiert ein hoher Anteil der Suspensionskraft aus der Hangneigung. Damit stellt die Dichte in den Berechnungen ein Maß für den Gleichgewichtszustand eines Turbidits dar. Hohe Dichten von nahezu 9 % Suspensionsfracht (Dichte ca. $1,12 \text{ g/cm}^3$) als errechnete Ergebnisse deuten bei vorhandenen geringen Hangneigungen darauf hin, daß das Sediment nicht durch einen Turbidit dort abgelagert wurde, der im Gleichgewicht mit der Hangneigung steht.

Aus diesem Grund wurde die Sortierung der Sedimente an den Probenpositionen 23074 und 23070 auf dem Vøring-Plateau als contouritisch verursacht interpretiert. Während bei den anderen Kernen vom Vøring-Plateau die Sedimentsortierung sehr gut mit der Hangneigung korreliert, treten an diesen beiden Probenpositionen bei Berechnung mit den genannten Formeln hohe Turbiditdichten von über 7 % auf. Daher wurden die genannten Probenpositionen nicht in die Darstellung der turbiditischen Beeinflussung einbezogen. Die für andere Kernpositionen berechneten Dichtewerte für Turbidite liegen auf einem relativ niedrigen Level. Die Turbiditgeschwindigkeiten erreichen aber für Probenpositionen am Vøring-Plateau-, am Grönland- und am Spitsbergen-Kontinentalhang bei Hangneigungen bis zu 5,7 Grad Werte von über 300 cm/s. Zahlreiche der durch Turbidite gut sortierten Proben stammen aus dem Grönlandbecken. Dies mag zum Teil auf die sehr hohe Probendichte in diesem Bereich zurückzuführen sein, jedoch herrscht hier offensichtlich auch ein starker turbiditischer Einfluß, der weite Teile des Beckens zu erreichen scheint. Auch das Boreasbecken und die Gebiete westlich und östlich des Knipovitch-Rückens werden von zahlreichen Probenpositionen gesäumt, für die turbiditischer Einfluß mit hohen Geschwindigkeiten auf der Karte zu erkennen ist. Die wenigen Probenpunkte im Lofotenbecken belegen, daß auch hier scheinbar weite Teile von Turbiditen erreicht werden können.

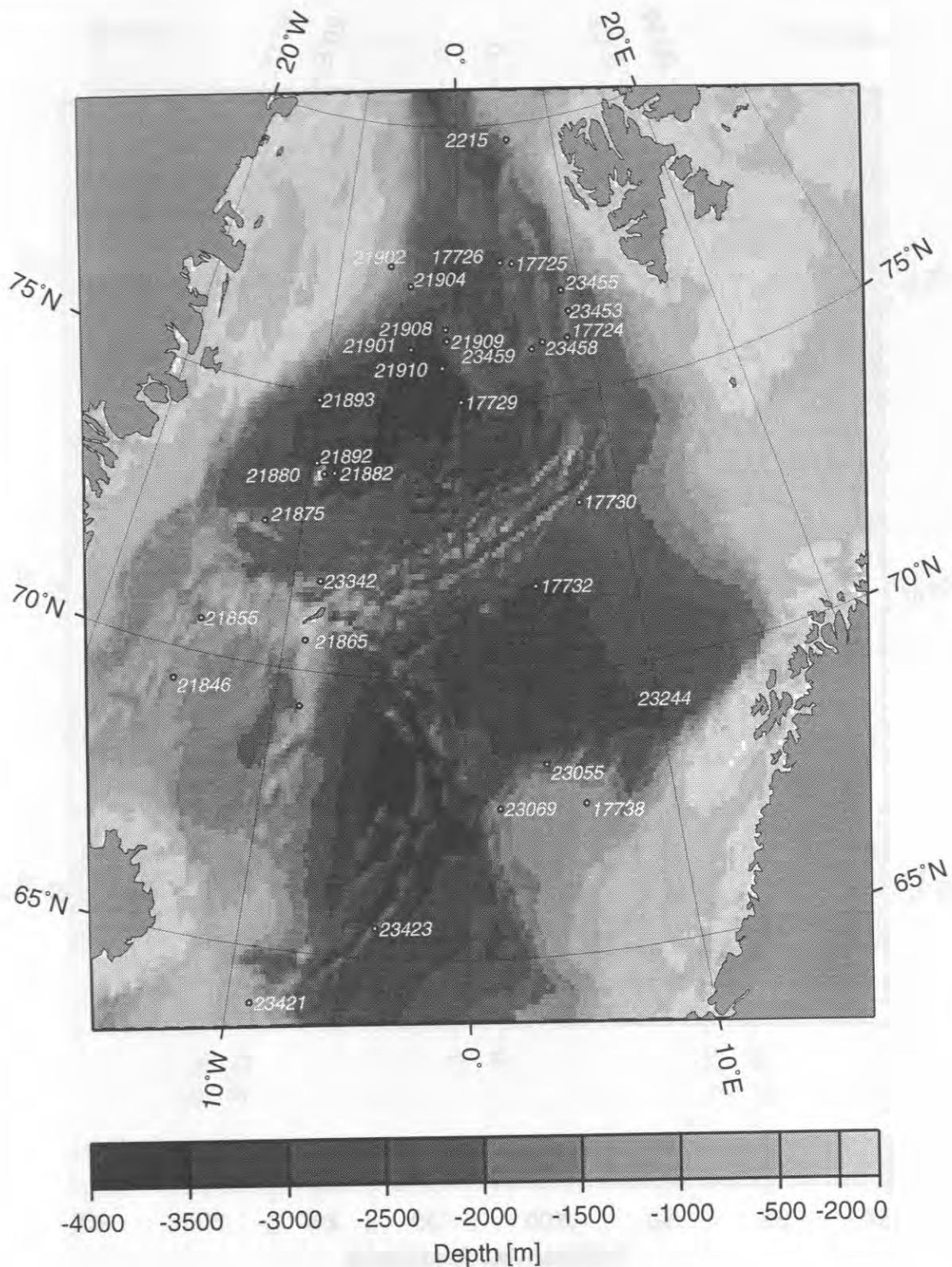


Abb. 38: Kernpositionen, an denen auf Grund der Hangneigung 'Autosuspension' als Bildungsprozeß der gut sortierten Oberflächensedimente möglich ist. Deshalb ist hier die Wahrscheinlichkeit, daß ein Turbidit das Oberflächensediment geprägt hat, größer, als daß der Sortierungseffekt durch eine contouritische Strömung verursacht ist.

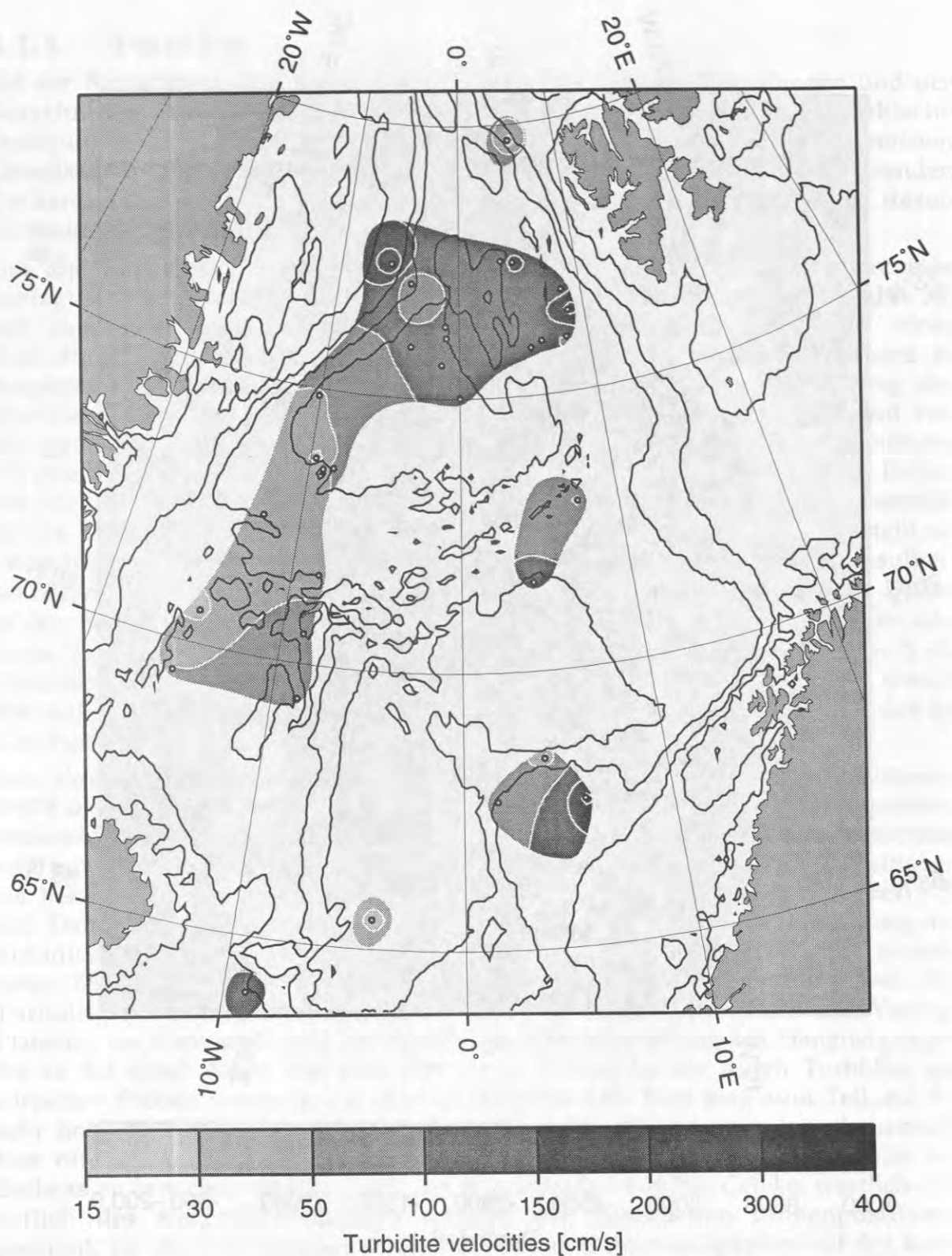


Abb. 39: Turbiditische Strömungsgeschwindigkeiten, die mit Hilfe von Bagnolds Autosuspension-Kriterium für gut sortierte Sedimente unter Annahme einer Turbidit-Mächtigkeit von 10 Metern errechnet wurden.

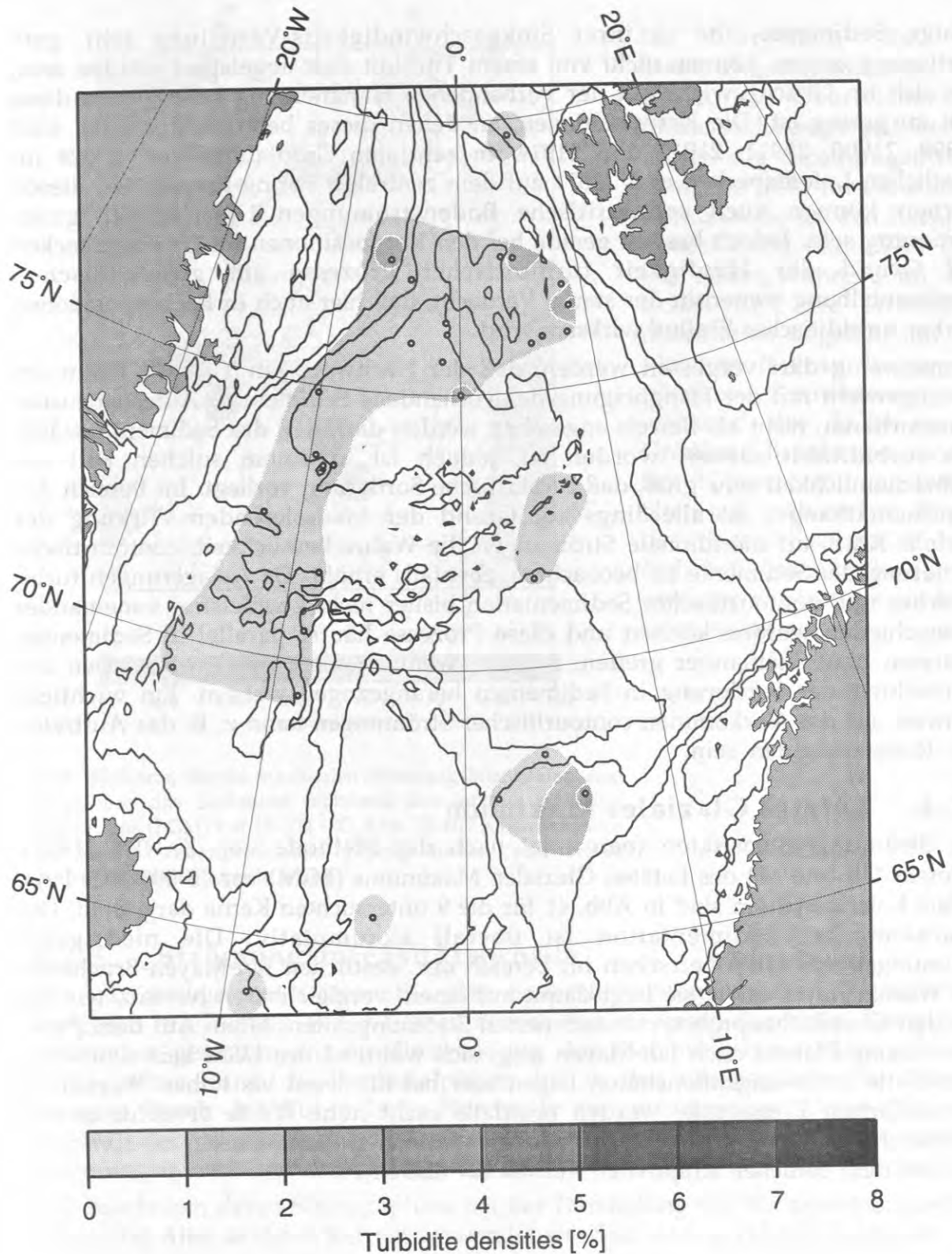


Abb. 40: Turbiditische Dichten, die mit Hilfe von Bagnolds Autosuspension-Kriterium für gut sortierte Sedimente unter Annahme einer Turbidit-Mächtigkeit von 10 Metern errechnet wurden.

Einige Sedimente, die in ihrer Sinkgeschwindigkeits-Verteilung sehr gute Sortierung zeigen, können nicht von einem Turbidit dort abgelagert worden sein, der sich im Gleichgewicht mit der vorhandenen Hangneigung befindet, da diese viel zu gering ist. Die Kernpositionen, an denen dieses beobachtet wurde, sind 21898, 21900, 21911, 21912 und 21914 im zentralen Grönlandbecken, 23424 im westlichen Lofotenbecken und 23071 auf dem zentralen Vøring-Plateau. Bei diesen Kernen können auch contouritische Bodenströmungen Ursache der guten Sortierung sein. Jedoch besteht gerade bei den Kernpositionen im Grönlandbecken auf Grund der Häufigkeit turbiditischer Prozesse am grönländischen Kontinentalhang weiterhin der starke Verdacht, daß hier auch in Beckenpositionen starker turbiditischer Einfluß wirksam wird.

Ebensowenig darf vergessen werden, daß der Nachweis, ein Turbidit könne im Gleichgewicht mit der Hangneigung das vorhandene Sediment in Autosuspension transportieren, nicht als Beweis angesehen werden darf, daß das Sediment tatsächlich turbiditisch sortiert worden ist, jedoch ist in einem solchen Fall die Wahrscheinlichkeit sehr groß, daß turbiditische Sortierung vorliegt. Im Bereich des Kontinentalhangs ist allerdings auf Grund der fokussierenden Wirkung der Coriolis-Kraft auf meridionale Strömungen die Wahrscheinlichkeit, contouritische Sortierung der Sedimente zu beobachten, ebenfalls erhöht. Da Ablagerungen turbiditischer und contouritischer Sedimentation bisher nicht zweifelsfrei voneinander unterschieden werden können und diese Prozesse häufig parallel in Sedimenten auftreten bzw. ineinander greifen, müssen, wenn möglich, weitere Kriterien zur Beurteilung der Sortierung in Sedimenten herangezogen werden. Ein wichtiger Hinweis auf das Vorkommen contouritischer Strömungen kann z. B. das Auftreten von Restsedimenten sein.

4.1.4. Letztes Glaziales Maximum

Die Strömungsintensitäten (berechnet nach der Methode von ZANKE (1982); Formeln 11b und 10) des Letzten Glazialen Maximums (LGM) vor 18 000 ¹⁴C- bzw. 21 600 Kalenderjahren sind in Abb. 41 für die 9 untersuchten Kerne dargestellt. Der Charakter der Sedimentation ist überall akkumulativ. Die niedrigsten Strömungsintensitäten herrschen im Bereich der westlichen Jan-Mayen-Bruchzone mit Werten um 9 cm/s; sie liegt damit auf einem vergleichbaren Niveau, wie die aus den Oberflächenproben rekonstruierten Strömungsintensitäten. Auf dem Profil vom Vøring-Plateau nach Jan-Mayen zeigt sich während des LGM kein deutlicher Trend; die Strömungsintensitäten liegen hier bei mittleren bis hohen Werten. In der südlichen Framstraße werden ebenfalls recht hohe Werte erreicht; an der Grönland-Bruchzone sind es 13,4 cm/s, im westlichen Boreasbecken ca. 10,9 cm/s und auf dem östlichen Knipovitch-Rücken ca. 12,4 cm/s.

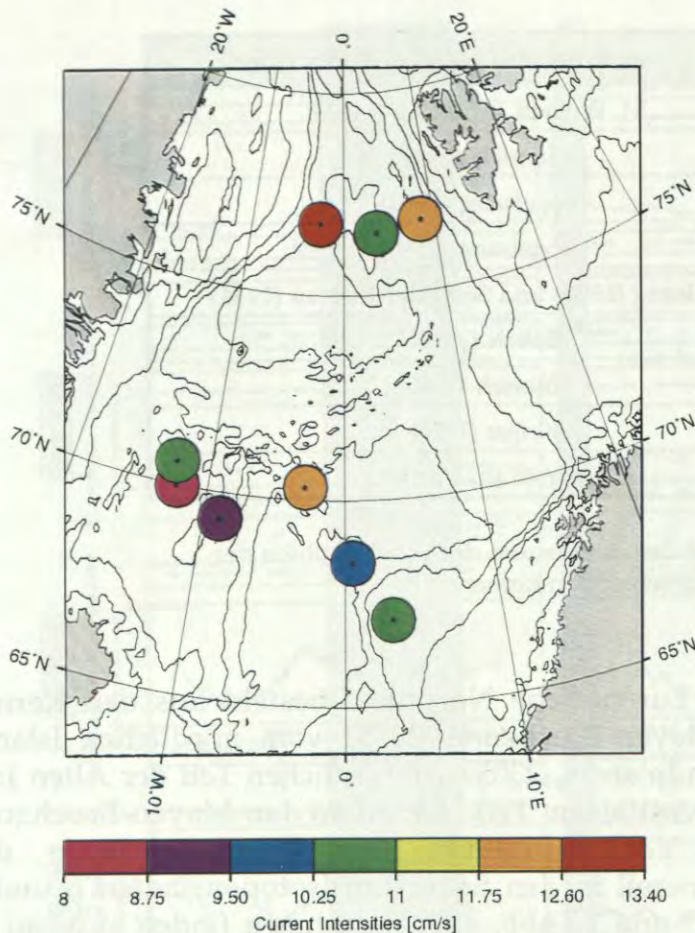


Abb. 41: Karte, die die maximalen Strömungsintensitäten u_{100} zeigt, die das Sediment während des letzten glazialen Maximums (LGM) vor 18 000 ^{14}C - bzw. 21 600 Kalenderjahren an den 9 Probenpositionen geprägt haben, von denen Sedimentkerne untersucht wurden.

4.1.5. Strömungsintensitätsprofile

Die Strömungsintensitätsprofile der Sauerstoffisotopenstadien 6 und 5 im Vergleich mit 2 und 1 von 9 Kernen zweier Kerntraversen durch das Europäische Nordmeer gestatten es, die Entwicklung der Strömungsintensitäten von den Glazialzeiten durch die Deglazialphasen bis zu den Interglazialen für die zwei Schnitte durch das Europäische Nordmeer zu verfolgen und Unterschiede im Verlauf der zwei Glazial/Interglazialphasen zu erkennen. Die dargestellten Strömungsintensitäten sind anhand der ZANKE-Formel (Formel 11b) errechnet.

Die Bearbeiter, deren Stratigraphien bei der Darstellung der Strömungsintensitäten gegen das Alter in den 9 Kernen verwendet wurden, sind in Tabelle 2 genannt.

Kastenlot	Stratigraphische Bearbeitung von:
17728	M. Weinelt in Söding (1991)
21906	Hamich (1991)
23059	Vogelsang (1990)
23065	Vogelsang (1990)
23071	Vogelsang (1990) und Schröder-Ritzrau (1994)
23244	Bauch (1993)
23352	Henrich (1992)
23353	Jünger (1990)
23454	Henrich (in Vorber.)

Tabelle 2: Tabelle mit den Bearbeitern der Stratigraphien der untersuchten Kerne.

4.1.5.1. Südlicher Schnitt

Der südliche Schnitt durch das Europäische Nordmeer besteht aus den Kernen 23353 von der westlichen Jan-Mayen-Bruchzone, 23352 vom nördlichen Island-Plateau, 23244 vom östlichen Islandplateau, 23059 vom östlichen Teil der Alten Jan-Mayen-Bruchzone, 23065 vom westlichen Teil der Alten Jan-Mayen-Bruchzone und 23071 vom zentralen Vøring-Plateau. Die Kurvenverläufe der Strömungsintensitäten zeigen generell in den Sauerstoff-Isotopenstadien 6 und 2 höhere Werte als in den Stadien 5 und 1 (Abb. 42). Ausnahmen finden sich nur in Stadium 2 der Kerne 23353 und 23065, in denen die Strömungsintensitäten im gleichen Bereich liegen wie in Stadium 1. Die benachbarten Kerne 23352 vom Island-Plateau und 23353 von der südlichen Jan-Mayen-Bruchzone zeigen einen gleichmäßig ruhigen Verlauf, der nur durch jeweils einen Ausreißer in beiden Kernen unterbrochen wird; in Kern 23353 weist die Oberfläche einen sehr hohen Wert der Strömungsintensität auf, in Kern 23352 ist im Sauerstoff-Isotopenereignis 5.1 ein sehr niedriger Wert zu beobachten.

Das ruhige Erscheinungsbild in diesen Kernen mag zum Teil durch die schlechte zeitliche Auflösung verursacht sein; es ist aber auch die absolute Schwankungsbreite der Werte geringer als in den anderen Kernen, in denen die Strömungsintensität vor allem in den Kalt- und Deglaziationszeiten einen unruhigen pulsartigen Verlauf hat. Eine schlüssige Erklärung des hohen Strömungswertes der Oberflächenprobe in Kern 23353 ist eine relativ proximale Lage zu einem Turbidit. Das hohe Alter der oberflächennahen Proben resultiert aus der Aufarbeitung älteren Materials durch den Turbidit. Der niedrige Strömungswert bei 80 kyr in Kern 23352 kann ebenfalls auf einem Turbidit beruhen, jedoch im Gegensatz zu Kern 23353 an der Jan-Mayen-Bruchzone die distale Position auf dem Island-Plateau widerspiegeln. Die in den Glazial- und Deglazialzeiten hohen Strömungswerte erreichen beim Übergang von Sauerstoff-Isotopenstadium 6 nach 5 in Stadium 5.53 bis 5.51 und beim Übergang von 2 nach 1 in Termination 1B Minima.

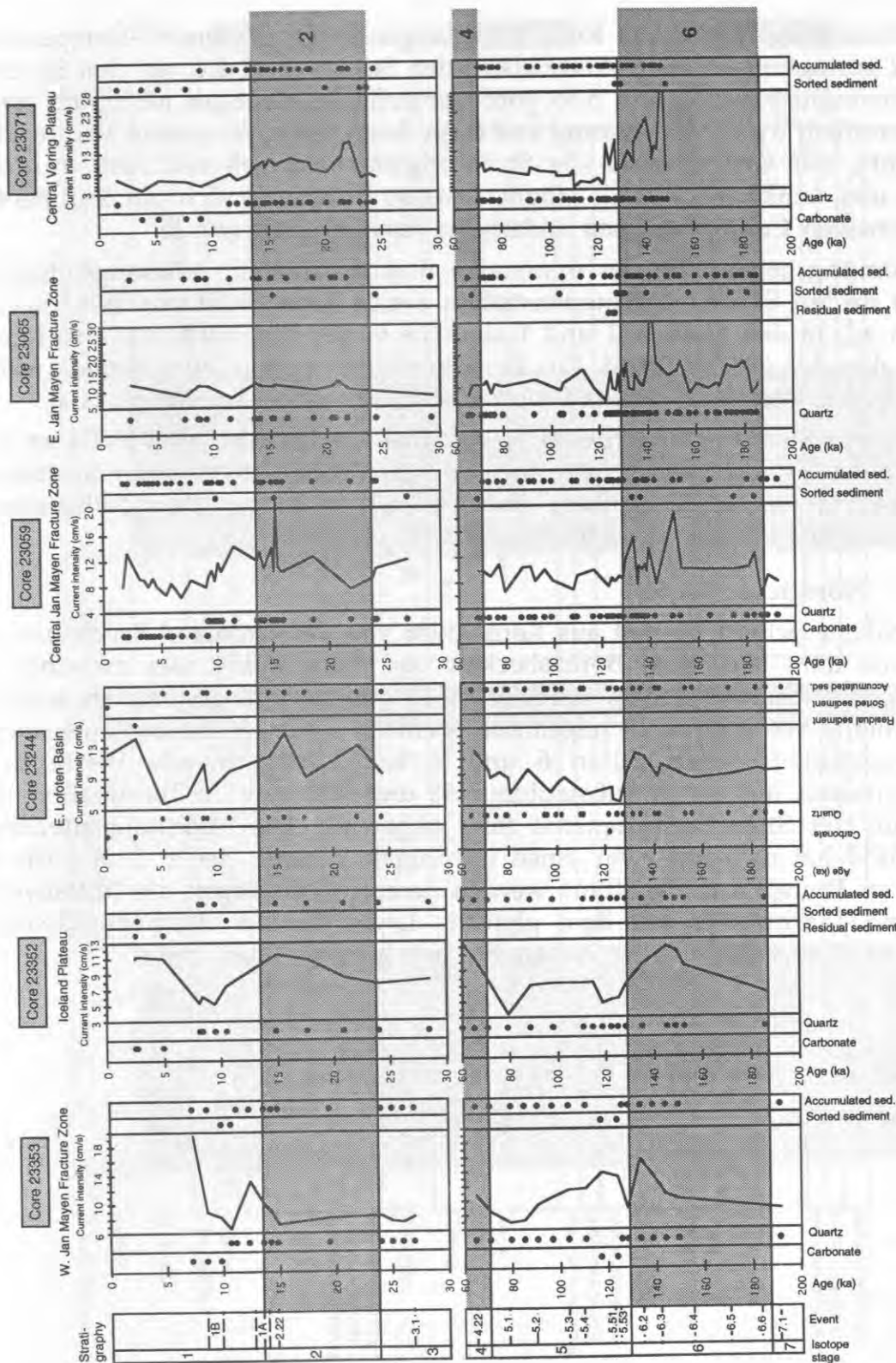


Abb. 42: Strömungsprofile der Sauerstoffisotopen-Stadien 6, 5, 2 und 1 der Kerne von der südlichen Kerntraverse. Neben der maximalen Strömungsintensität u_{100} ist für jede Probe außerdem noch aufgetragen, ob es sich um ein Rest-, ein sortiertes oder ein Akkumulations sediment handelt und ob die Rekonstruktion der Strömungsintensität an einem Karbonatpartikel- oder einem Quarzpartikelkollektiv vorgenommen wurde.

Die Strömungsintensitäten in Kern 23244 zeigen in den Sauerstoff-Isotopenstadien 6 und 2 geringfügig höhere Werte als in den Stadien 5 und 1. An den Sauerstoff-Isotopenereignissen 5.51 und 5.53 wird ein auffällig niedriges Minimum erreicht, das vermutlich durch Ablagerung aus einer Suspension verursacht wurde, da die Sedimente, auf Grund derer die Strömungsintensität rekonstruiert wurde, gut sortiert und feinkörniger sind. Möglicherweise handelt es sich um Sediment, das von intensiven Contourströmen andernorts resuspendiert wurde.

Die Strömungsgegensätze der minimalen und maximalen Strömungsintensitäten nehmen in den Sauerstoff-Isotopenstadien 6 und 5 im Profil von West nach Ost deutlich zu; in den Stadien 2 und 1 sind die Gegensätze nicht ganz so krass, es besteht aber der gleiche Trend. Zur Kernoberfläche steigt in allen Kernen während des Sauerstoff-Isotopenstadiums 1 die Strömungsintensität wieder etwas an.

Während des Stadiums 6 werden in den Kernen 23059, 23065 und 23071 vereinzelt extrem hohe Strömungswerte erreicht, die vermutlich auf gravitativ abströmende Kaltwassermassen zurückzuführen sind. In Stadium 2 ist in Kern 23059 ebenfalls ein Vereinzelt Maximum zu beobachten.

4.1.5.2. Nördlicher Schnitt

Der nördliche Schnitt besteht aus Kern 21906 von der Grönland-Bruchzone, Kern 17728 aus dem südlichen Boreasbecken und Kern 23454, der zwischen dem Knipovitch-Rücken und dem Spitsbergen-Kontinentalfuß genommen wurde. In den Kernen 21906 und 17728 zeigen sich ebenfalls höhere Strömungsintensitäten in den Sauerstoff-Isotopenstadien 6 und 2, leicht abnehmende Werte in den Deglazialzeiten, auf die in Substadium 5.53 und 5.51 bzw. in Termination 1B ein Minimum der Strömungsintensität folgt (Abb. 43). Die Strömungsintensität in Kern 23454 hat dagegen zwar einen unruhigen Verlauf, der z. T. auf die hohe Anzahl an Proben zurückgeführt werden kann, jedoch liegen die Mittelwerte in Kalt- und Warmzeiten auf dem gleichen Level. Zu den Kernoberflächen hin werden in allen Kernen etwas höhere Strömungsintensitäten erreicht.

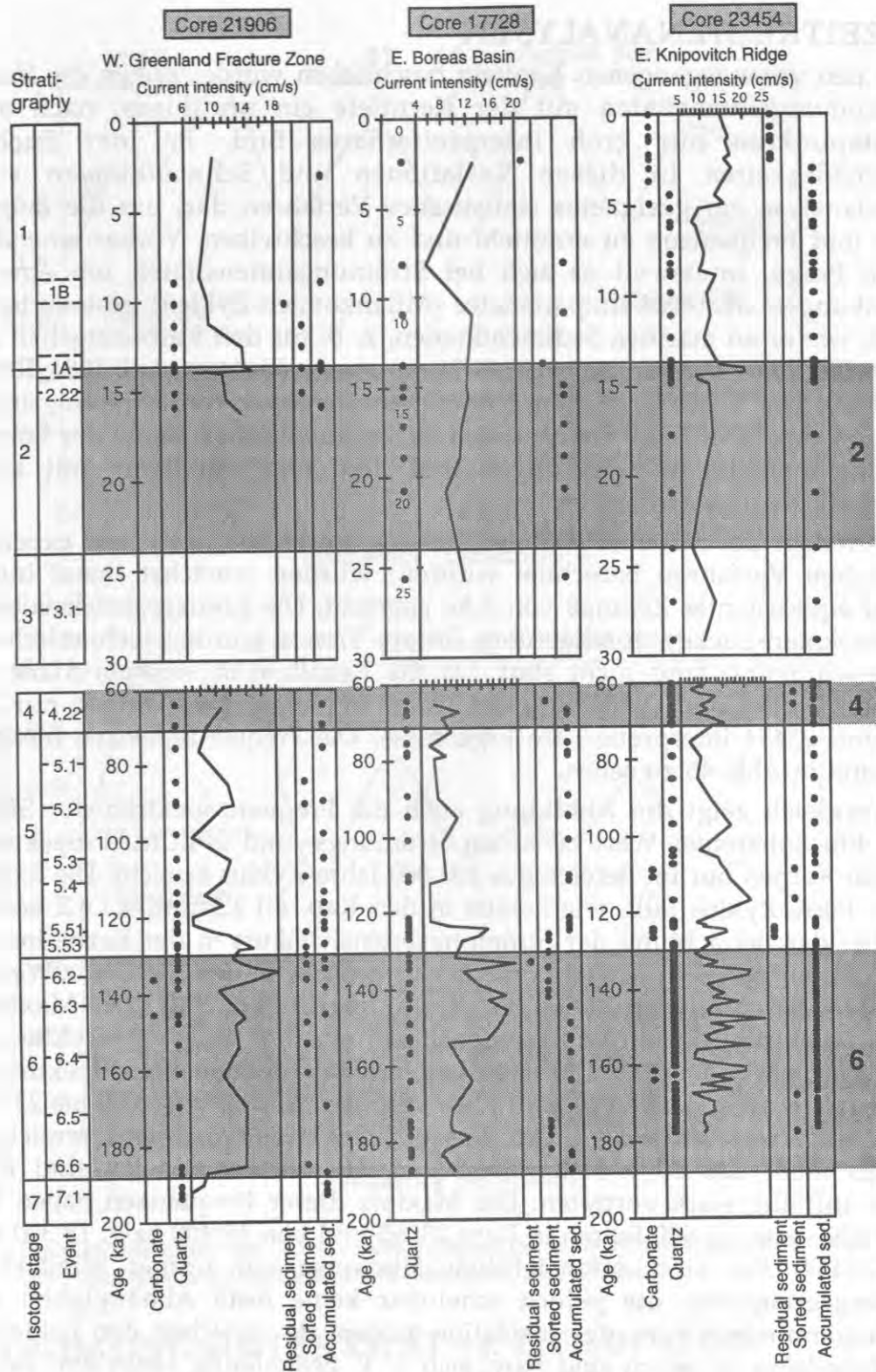


Abb. 43: Strömungsprofile der Sauerstoffisotopen-Stadien 6, 5, 2 und 1 der Kerne von der nördlichen Kerntraverse. Neben der maximalen Strömungsintensität u_{100} ist für jede Probe außerdem noch aufgetragen, ob es sich um ein Rest-, ein sortiertes oder ein Akkumulations sediment handelt und ob die Rekonstruktion der Strömungsintensität an einem Karbonatpartikel- oder einem Quarzpartikelkollektiv vorgenommen wurde.

4.2. ZEITREIHENANALYSEN

Wie in den vorangegangenen Kapiteln beschrieben wurde, zeigen die Variationen der Strömungsintensitäten mit der Kerntiefe ein unruhiges, nach optischen Gesichtspunkten nur grob interpretierbares Bild. Bei der Suche nach Gesetzmäßigkeiten in diesen Variationen und Schwankungen stellt die Spektralanalyse ein geeignetes statistisches Verfahren dar, um die langfristigen Zyklen und Frequenzen zu ermitteln und zu beschreiben. Vorherrschend geht es um die Frage, inwieweit es sich bei Strömungsintensitäten um einen durch Schwankungen der Erdbahnparameter (Milankovitch-Zyklen) gesteuerten Prozeß handelt, wie er an marinen Sedimentkernen, z. B. für den Karbonatgehalt oder das Sauerstoffisotopenverhältnis, nachgewiesen wurde (BERGER *et al.* 1984, RUDDIMAN *et al.* 1986). Die Ergebnisse einer Kreuzspektralanalyse von Strömungsintensitäts-Daten mit den SPECMAP-Daten lassen Erkenntnisse über Natur der langfristigen Strömungsintensitätsschwankungen und den Zusammenhang mit klimatisch gesteuerten Prozessen erwarten.

Die Zeitreihen der Strömungsintensität (u_{100} -Werte, die nach dem experimentell-empirischen Verfahren berechnet wurden) wurden zunächst linear interpoliert und auf äquidistantes Zeitmaß von 3 ka gebracht. Die Kreuzspektralanalyse wurde nach Blackman-Tuckey durchgeführt, lineare Trends wurden rechnerisch entfernt, ein Pre-whitening fand nicht statt. Da die Resultate in starkem Maße von der zeitlichen Dichte und Auflösung der Daten abhängig sind, zeigen nur 2 Kerne, 23065 und 23454 interpretierbare Ergebnisse. Die Frequenzspektren dieser beiden Kerne sind in Abb. 45 zu sehen.

Zum Vergleich zeigt die Abbildung auch die Frequenzspektren der SPECMAP-Kurve. Ein kohärenter Wert zwischen Strömungs- und SPECMAP-Spektrum wird in beiden Kernen nur im Bereich des 100 000 Jahre-Zyklus erreicht. Die Existenz des 100 000 Jahre-Zyklus fällt, wie bereits in den Kap. 4.1.4.1 und 4.1.4.2 beschrieben, schon bei der Betrachtung der Strömungsintensitätskurven der Kerne ins Auge (s. a. Abb. 42 und 43). Der 41 000 Jahre-Zyklus erreicht in den Kohärenz-Werten nicht mehr das 80 %-Niveau. Dies ist darin begründet, daß das Maximum im Frequenzspektrum der Strömungsintensitäten einen 47 500 Jahre-Zyklus aufweist, der möglicherweise durch Überlagerung mit kürzerfrequenten Spektren zusammenhängt, die sehr stark in diesem Kern vertreten sind. Der 19 000 bis 23 000-Jahre Zyklus ist etwas stärker in den Frequenzspektren vertreten, erreicht jedoch ebenfalls nicht das 80 %-Kohärenzniveau. Höhere Frequenzen sind in beiden Kernen auffällig stark vertreten. Die Maxima dieser Frequenzen haben Perioden von 15 200 bzw. 11 600 Jahren in Kern 23065 und von 16 400 bzw. 13 300 Jahren in Kern 23454. Sie sind offensichtlich Hinweise auf immer wiederkehrende Strömungsereignisse, die jedoch scheinbar keine feste Abhängigkeit von den Erdbahnparametern bzw. der Insolation zeigen, da zwischen den beiden Kernen keine Parallelen zu sehen sind bzw. sich z. T. gegenläufig verhalten. Fazit dieser Kreuzspektralanalyse-Ergebnisse ist ein Zusammenhang der Strömungsintensität mit den Schwankungen der Erdbahn-Parameter und damit den klimatischen Zyklen mit Perioden von 100 000, 41 000 und 19 000 bis 23 000 Jahren, der jedoch nicht das ganze Spektrum der auftretenden Frequenzen in den Strömungsprofilen belegt. Die Spektren werden von kürzerfrequenten Zyklen dominiert, die auf andere Ursachen der Entstehung von Strömungsereignissen hinweisen.

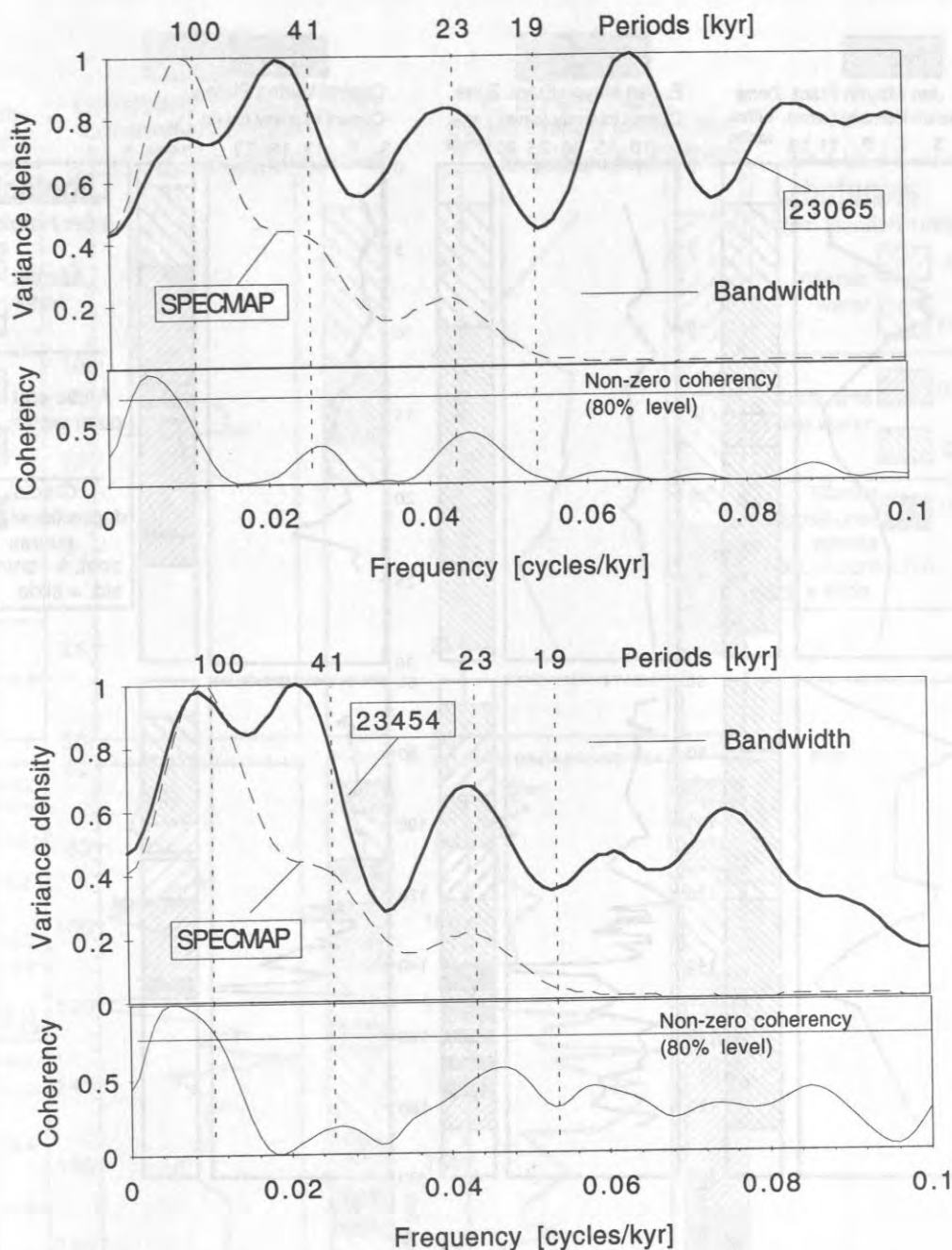


Abb. 44: Frequenzspektren der Kreuz-Spektralanalyse von Strömungsintensitäten mit den SPECMAP-Daten für die Kerne 23065 (oben) und 23454 (unten).

4.3. STRÖMUNGSINTENSITÄT vs. LITHOFAZIES

Um zu testen, ob die Sortierungsmerkmale der Sedimente, nach denen die Strömungsintensitäten errechnet wurden, nicht ein Artefakt der unterschiedlichen Sedimenttypen sind, wurden die Strömungsintensitäten von Kernen der südlichen (Abb. 45) und nördlichen (Abb. 46) Kerntraverse mit ihren Lithofazies-Einteilungen nach HENRICH (1992) verglichen.

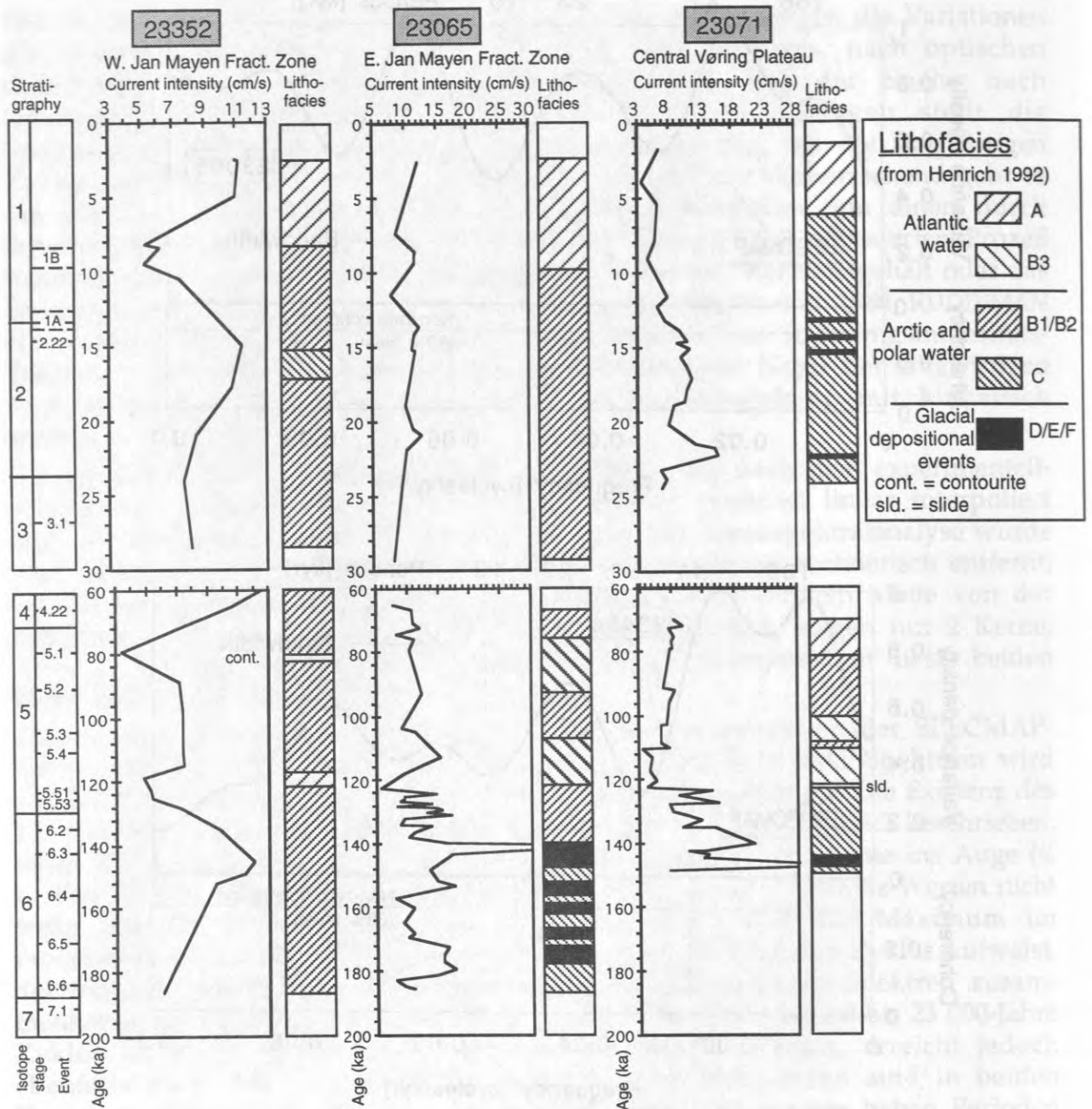


Abb. 45: Strömungsprofile der Sauerstoffisotopen-Stadien 6, 5, 2 und 1 der Kerne von der südlichen Kerntraverse im Vergleich mit den Lithofaziestypen nach HENRICH (1992).

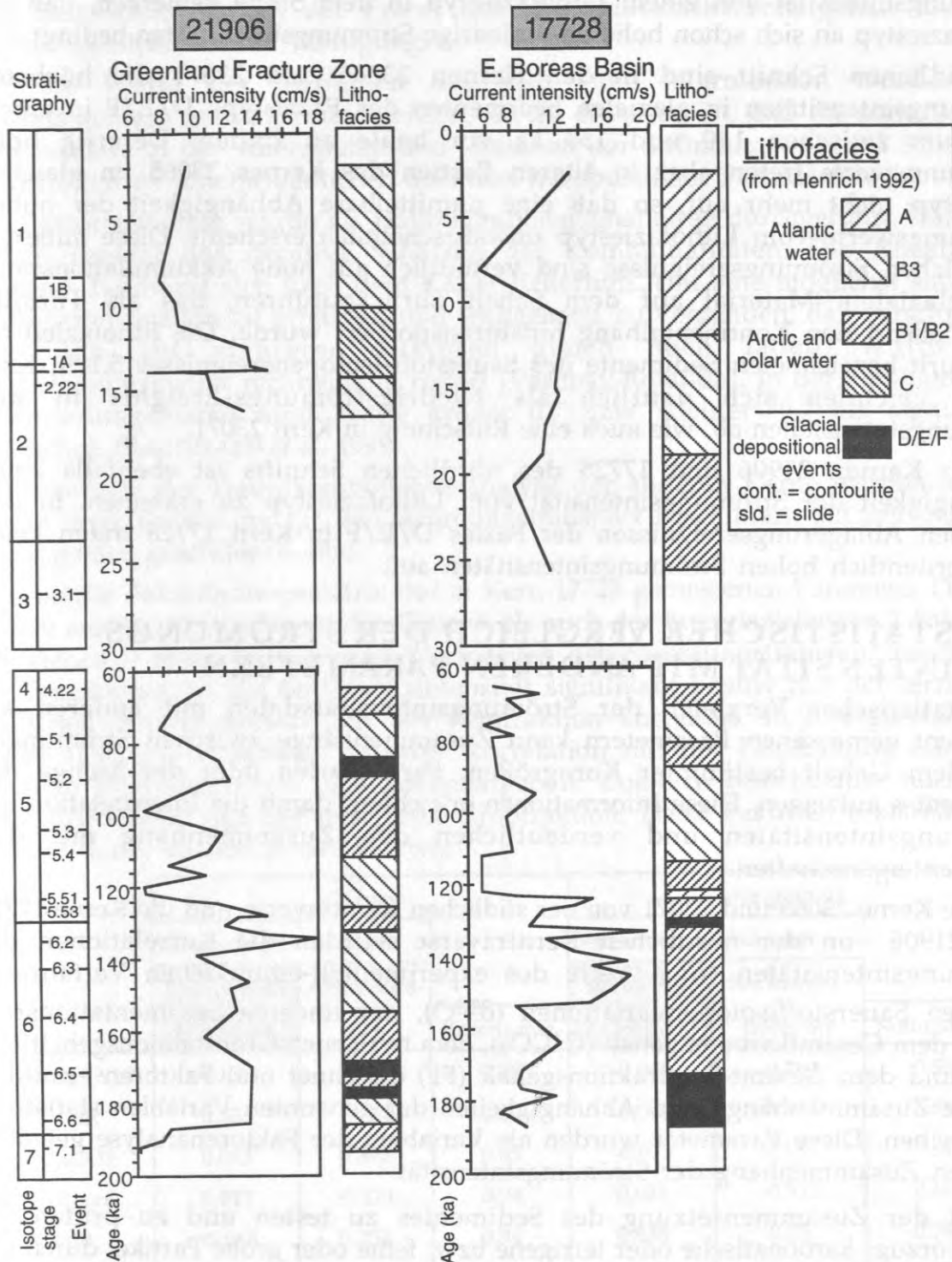


Abb. 46: Strömungsprofile der Sauerstoffisotopen-Stadien 6, 5, 2 und 1 der Kerne von der nördlichen Kerntraverse im Vergleich mit den Lithofaziestypen nach HENRICH (1992).

Bei diesem Vergleich läßt sich keine erkennbare Abhängigkeit einer Strömungsintensität von einem Lithofaziestyp in dem Sinne bemerken, daß ein Lithofaziestyp an sich schon hohe oder niedrige Strömungsintensitäten bedingt.

Im südlichen Schnitt sind in den Kernen 23065 und 23071 die höchsten Strömungsintensitäten in glazialen Sedimenten des Faziestyps D/E/F in einem Zeitraum zwischen 140 und 150 ka vor heute zu finden. Derartig hohe Strömungswerte treten aber in älteren Partien des Kernes 23065 im gleichen Faziestyp nicht mehr auf, so daß eine unmittelbare Abhängigkeit der hohen Strömungswerte vom Lithofaziestyp unwahrscheinlich erscheint. Diese außergewöhnlichen Strömungsereignisse sind vermutlich auf hohe Akkumulationsraten von glazialen Material auf dem Schelf zurückzuführen, das als Turbidit anschließend den Kontinentalhang hinabtransportiert wurde. Die lithofaziell als Contourit bezeichneten Sedimente des Sauerstoff-Isotopenereignisses 5.1 in Kern 23352 zeichnen sich deutlich als Niedrigströmungs-Ereignis in den Strömungsintensitäten ab, wie auch eine Rutschung in Kern 23071.

In den Kernen 21906 und 17728 des nördlichen Schnitts ist ebenfalls keine Abhängigkeit der Strömungsintensität vom Lithofaziestyp zu erkennen. In den glazialen Ablagerungsereignissen der Fazies D/E/F in Kern 17728 treten keine außerordentlich hohen Strömungsintensitäten auf.

4.4. STATISTISCHER VERGLEICH DER STRÖMUNGS- INTENSITÄT MIT ANDEREN PARAMETERN

Ein statistischer Vergleich der Strömungsintensitätsdaten mit anderen am Sediment gemessenen Parametern kann Zusammenhänge zwischen Strömungen und dem Gehalt bestimmter Korngrößen, Partikelarten oder der Menge des Sedimentes aufzeigen. Diese Informationen erleichtern damit die Interpretation der Strömungsintensitäten und verdeutlichen den Zusammenhang mit den Sedimenteigenschaften.

Für die Kerne 23065 und 23071 von der südlichen Kerntaverse und die Kerne 17728 und 21906 von der nördlichen Kerntaverse wurden die Korrelationen der Strömungsintensitäten (u_{100} -Werte des experimentell-empirischen Verfahrens) mit den Sauerstoffisotopenvariationen ($\delta^{18}O$), der linearen Sedimentationsrate (LSR), dem Gesamtkarbonatgehalt ($CaCO_3$), dem terrigenen Grobfraktionsgehalt (GF terr.) und dem Gesamt-Feinfraktionsgehalt (FF) errechnet und Faktoren ermittelt, die die Zusammenhänge und Abhängigkeiten der genannten Variablen statistisch beschreiben. Diese Parameter wurden als Variablen der Faktorenanalyse gewählt, um den Zusammenhang der Strömungsintensität

- mit der Zusammensetzung des Sedimentes zu testen und zu prüfen, ob bevorzugt karbonatische oder terrigene bzw. feine oder grobe Partikel durch die Strömung transportiert wurden,
- mit dem Sauerstoffisotopensignal zu testen und Zusammenhänge der Strömungsintensitäten mit klimatischen Faktoren aufzudecken,
- mit der Menge des Sedimentes bzw. den akkumulativen oder residualen Charakter der Sedimentbeeinflussung durch die Strömung anhand der LSR zu testen.

Für die Oberflächenproben standen als Variablen der Faktorenanalyse der Grob- und Feinfraktionsgehalt der Probe, der Grobfraktionskarbonatgehalt und die Strömungsintensität zur Verfügung.

Für die Werte der Variablen aus Kalt- und Warmzeiten wurden die Faktorenanalyse getrennt durchgeführt, da zu erwarten ist, daß die signifikanten Unterschiede in den Intensitäten und Ursachen der Strömung während Kalt- und Warmzeiten zu unterschiedlichen Spektren transportierter Partikel führen.

Die Faktorenanalyse wurde als Hauptkomponentenanalyse durchgeführt. Der erste Schritt umfaßt das iterative Schätzen der Kommunalitäten. Die Anzahl der Faktoren bestimmt sich nach dem Kaiser-Kriterium. Um eine möglichst sinnvolle Faktorinterpretation zu erreichen und weitgehend zu vermeiden, daß verschiedene Variablen auf mehreren Faktoren gleich hoch laden, wurde die Faktorladungsmatrix rechtwinklig rotiert (Varimax-Rotation). In der resultierenden Faktorladungsmatrix sind Werte größer 0,7 bzw. kleiner -0,7 als signifikant anzusehen (BACKHAUS *et al.* 1994).

Die Resultate der Hauptkomponentenanalyse der anderen Kerne werden jeweils nur in ihrer Bedeutung für den Strömungstransport geschildert. Sie zeichnen das im folgenden geschilderte Bild.

Die rotierte Faktorladungsmatrix der in Kern 17728 gemessenen Parameter (Tab. 3) enthält sowohl für die Werte der Glazial- als auch der Interglazialzeiten 2 Faktoren, von denen je einer in Kalt- und Warmzeiten den Strömungstransport beschreibt. In Glazialzeiten ist die Strömungsintensität signifikant positiv mit der terrigenen Grobfraktion und negativ mit der Feinfraktion korreliert. In Interglazialzeiten ergibt sich eine signifikant positive Korrelation mit der Feinfraktion und eine negative Korrelation mit dem Karbonatgehalt. Zugleich besteht aber noch eine hohe Korrelation mit der terrigenen Grobfraktion. Diese Faktoren erklären 43 % bzw. 47 % der Varianz in den Werten.

	Glazial			Interglazial		
	Benennung der Faktoren		Kommunal.	Benennung der Faktoren		Kommunal.
	Strömungs-transport	Akkumulation		Strömungs-transport	Sedimentationsrate	
Delta O-18	-0.093	0.266	0.08	-0.068	-0.764	0.59
LSR	0.035	0.774	0.60	-0.005	0.898	0.81
CaCO ₃	0.063	0.802	0.65	-0.972	0.151	0.97
GF terr.	0.919	-0.311	0.94	0.621	-0.523	0.66
FF	-0.968	0.032	0.94	0.888	0.03	0.79
u100	0.901	0.151	0.83	0.833	0.281	0.77
% erkl. Var.	43.454	23.891		46.989	29.448	

Tabelle 3: Faktorladungsmatrix für die Proben aus Kern 17728.

An Kernposition 17728 wird in Glazialzeiten terrigene Grobfraktion angereichert, während Feinfraktion abtransportiert wird. Als Mechanismus dieses Transports

kommen im wesentlichen Turbidite in Frage. In Warmzeiten wird durch Strömungen vorwiegend Feinfraktion relativ angereichert, während Karbonat abgereichert wird. Dieses Karbonat umfaßt wahrscheinlich vorwiegend Foraminiferenschalen in der Grobfraktion, da das Feinfraktionskarbonat zur Feinfraktion gehört, die nur sehr schwache positive Ladung aufweist. Dieser strömungsmechanisch zunächst widersprüchliche Sachverhalt läßt sich durch folgende Argumente erklären: (a.) die Korrelation zwischen der Stärke der Strömung und dem Gehalt der Feinfraktion ist geringer, als die zwischen der Strömung und dem Gehalt der karbonatischen Grobfraktion; (b.) der einfache Effekt der relativen Anreicherung bei Abreicherung der karbonatischen Grobfraktion mag hier zum Tragen kommen und (c.) die terrigene Feinfraktion hat *de facto* möglicherweise eine höhere kritische Schubgeschwindigkeit als Partikel der karbonatischen Grobfraktion, die auf Kohäsion zurückzuführen ist, die aber bei der Aufbereitung und Analyse der Proben im Labor nicht erfaßbar ist. Die gleichzeitige Anreicherung der terrigenen Grobfraktion, die durch hohe, nicht signifikante positive Ladung auf der Variablen der terrigenen Grobfraktion belegt ist, deutet auf einen Restsedimentbildungsprozeß hin.

Die Faktorladungsmatrix der Variablen von Kern 21906 enthält ebenfalls zwei Faktoren für Kalt- und Warmzeiten. Für die Werte der Glaziale hat der Strömungstransport-Faktor hohe negative Ladungen auf den Sauerstoffisotopen und hohe positive auf der Strömungsintensität und der LSR; gleichzeitig erscheint eine nicht signifikant hohe negative Ladung auf dem Karbonatgehalt. Der interglaziale Strömungstransport-Faktor lädt signifikant negativ auf der Strömungsintensität, während er eine positiv hohe Ladung auf dem Karbonatgehalt hat.

	Glazial			Interglazial		
	Benennung der Faktoren		Kommunal.	Benennung der Faktoren		Kommunal.
	Sedimentzusammensetzg.	Strömungstransport		Sedimentzusammensetzg.	Strömungstransport	
Delta O-18	0.479	-0.758	0.80	0.664	-0.124	0.46
LSR	0.259	0.922	0.92	0.273	0.343	0.19
CaCO ₃	-0.794	-0.401	0.79	0.092	0.857	0.74
GF terr.	-0.87	0.118	0.77	0.951	0.032	0.91
FF	0.983	0.141	0.99	-0.919	-0.323	0.95
u100	0.146	0.648	0.44	0.519	-0.741	0.82
% erkl. Var.	44.509	33.983		42.385	25.379	

Tabelle 4: Faktorladungsmatrix für die Proben aus Kern 21906.

Für Kernposition 21906 ergibt sich in Glazialzeiten eine hohe Akkumulationsrate durch strömungstransportiertes Material; es wird überwiegend karbonatarmes Material abgelagert. Strömungsereignisse und damit Sedimentationsraten sind scheinbar teilweise klimatisch gesteuert; die Mechanismen dieser Steuerung werden im folgenden Kapitel genauer erläutert. Diese Ladungsmatrix definiert

jedoch nicht die Art der Strömung; es kommen sowohl Turbidit- als auch Contouritströmungen in Frage. In Interglazialzeiten sedimentiert an dieser Position besonders viel Karbonat, wenn die Strömungsintensität niedrig ist. Bei hohen Strömungsintensitäten wird Karbonat folglich abtransportiert. Für diesen Prozeß kommen ebenfalls Turbidit- und Contouritströmungen in Frage.

Die Faktorladungsmatrix der Werte von Kern 23065 zeigt für die Glaziale beim Strömungstransport-Faktor signifikant niedrige Ladungen auf der Strömungsgeschwindigkeit und der terrigenen Grobfraction, während der Interglazial-Strömungstransport-Faktor signifikant niedrige Ladungen auf der Strömungsintensität und dem Karbonatgehalt und signifikant hohe Ladungen auf dem Feinfraktionsgehalt aufweist.

	Glazial			Interglazial		
	Benennung der Faktoren		Kommunal.	Benennung der Faktoren		Kommunal.
	Strömungs-transport	Sedimentzusammensetzung		Strömungs-transport	Sedimentzusammensetzung	
Delta O-18	0.628	-0.162	0.42	-0.148	-0.722	0.54
LSR	0.323	0.372	0.24	0.173	0.37	0.17
CaCO ₃	0.266	0.916	0.91	-0.953	0.199	0.95
GF terr.	-0.895	-0.236	0.86	0.11	-0.853	0.74
FF	0.402	-0.851	0.89	0.819	0.457	0.88
u100	-0.863	-0.133	0.76	-0.642	-0.537	0.70
% erkl. Var.	37.951	30.006		34.268	32.029	

Tabelle 5: Faktorladungsmatrix für die Proben aus Kern 23065.

An Kernposition 23065 wird in Glazialzeiten bei geringen Strömungen wenig terrigene Grobfraction abgelagert, die Ablagerung terrigener Grobfraction findet folglich bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten statt. Dies deutet auf turbiditischen Einfluß hin. In Interglazialen wird bei geringen Strömungen Feinfraktion akkumuliert, während Karbonat, vorwiegend Grobkarbonat, dann in den Proben selten ist. Bei höheren Strömungsintensitäten scheinen Foraminiferengehäuse an der Probenposition abgelagert zu werden, während die Feinfraktion dann abgereichert wird.

In der Faktorladungsmatrix des Kernes 23071 hat der Strömungstransport-Faktor sowohl für die glazialen als auch die interglazialen Variablenwerte signifikant hohe negative Ladungen auf der Strömungsintensität und signifikant hohe negative Ladungen auf dem Feinfraktionsgehalt. Diese Ladungen sind in Glazialzeiten mit hoher Ladung auf der LSR verknüpft, in Interglazialen mit hoher Ladung auf den Sauerstoffisotopen.

Für Probenposition 23071 auf dem Vøring-Plateau ergibt sich aus der Hauptkomponentenanalyse eine Anreicherung von Feinfraktion bei niedrigen Strömungen sowohl in Glazial- als auch in Interglazialzeiten. Diese Akkumulation trägt in Glazialzeiten einen wesentlichen Beitrag zur Akkumulationsrate bei.

	Glazial			Interglazial		
	Benennung der Faktoren		Kommun.	Benennung der Faktoren		Kommun.
	Sedimentzu- sammensetzg.	Strömungs- transport		Akkumula- tionsrate	Strömungs- transport	
Delta O-18	0.962	0.065	0.93	-0.05	0.752	0.57
LSR	0.449	0.789	0.82	0.99	0.106	0.99
CaCO ₃	-0.716	-0.346	0.63	-0.943	0.269	0.96
GF terr.	-0.926	0.327	0.96	0.859	0.284	0.82
FF	0.076	0.88	0.78	0.431	0.882	0.96
u100	0.376	-0.853	0.87	0.046	-0.759	0.58
% erkl. Var.	44.068	39.232		46.598	34.745	

Tabelle 6: Faktorladungsmatrix für die Proben aus Kern 23071.

In Interglazialzeiten tritt die Koppelung der Feinfraktionsakkumulation mit den Sauerstoffisotopenwerten in den Vordergrund; sie ist in Zeiten leichter Sauerstoffisotopenwerte besonders stark ausgeprägt. Dies deutet einen Zusammenhang mit der thermohalinen Zirkulation an. In Zeiten schwerer Sauerstoffisotopenwerte, in denen die thermohaline Zirkulation weniger stark ausgeprägt war, ist die Feinfraktionsakkumulation weniger signifikant mit den Sauerstoffisotopenwerten gekoppelt. Vermutlich kommt in Interglazialzeiten auf Grund stabilerer thermohaliner Strömungen und damit verknüpfter erhöhter Turbulenz an der Probenposition weniger Feinfraktion zur Ablagerung.

	Benennung der Faktoren		Kommunalitäten
	Sedimentzu- sammensetzung	Strömungs- transport	
GF	0.985	-0.128	0.986609
FF	-0.985	0.128	0.986609
CaCO ₃ GF	0.038	0.927	0.860773
Strömungsintensität	0.431	-0.75	0.748261
% der erklärten Varianz	53.182	36.342	

Tabelle 7: Faktorladungsmatrix für die Oberflächenproben.

Die Faktorladungsmatrix der Oberflächenproben weist ebenfalls 2 Faktoren auf, die einerseits die Sedimentzusammensetzung und andererseits den Strömungs-transport beschreiben. Hier haben unterdurchschnittliche Strömungsgeschwindigkeiten eine signifikant hohe Korrelation mit dem Karbonatgehalt der Grobfraktion. Es deutet sich an, daß Strömungen, wenn sie vorhanden sind, scheinbar bevorzugt die karbonatische Grobfraktion abreichern, also im wesentlichen Foraminiferengehäuse.

5. INTERPRETATION UND DISKUSSION

5.1. INTERPRETATION DER ANHAND VON OBERFLÄCHENPROBEN REKONSTRUIERTEN STRÖMUNGSINTENSITÄTEN

Die Strömungsintensitäten, die aus zahlreichen Oberflächenproben rekonstruiert wurden, geben, wenn man den mutmaßlichen Anteil des turbiditischen Einflusses subtrahiert, ein Bild der thermohalinen Zirkulation wider, das durch die topographische Situation an vielen Positionen stark beeinflusst ist. Vor allem in Bereichen, in denen der durchflossene Querschnitt meridionaler Strömungen durch topographische Barrieren eingeengt wird, beobachtet man einen Anstieg der Strömungsintensitäten; dies ist auf dem Vøring-Plateau, in der Framstraße, an der Grönland-Bruchzone, an 'Dorothy's Nose' und im Bereich der westlichen Jan-Mayen-Bruchzone der Fall. Die geringsten Strömungsgeschwindigkeiten treten im Bereich der Verbindung zwischen Norwegen- und Lofotenbecken auf. Auch die Hochakkumulationsgebiete auf dem Bäreninselfächer und nordwestlich der Bäreninsel vor Kveitehola zeichnen sich durch sehr niedrige Strömungsintensitäten aus.

Die höchsten rekonstruierten Strömungsintensitäten findet man im Bereich der Spitsbergenbank. Sie sind hier aber, wie in Kap. 4.1.5 gezeigt wurde, auf den Einfluß von Tidenströmungen und Sturmereignissen zurückzuführen. Das Sediment hier ist infolge der regelmäßigen Strömungseinwirkung deutlich als Restsediment ausgeprägt. Restsedimente treten außerdem im östlichen Bereich der Framstraße, im Grönlandbecken und im nördlichen Bereich des Island-Plateaus an Probenposition 23352 auf. Im Bereich der Framstraße und an der Jan-Mayen-Bruchzone ist die Restsedimentbildung wahrscheinlich die Folge beständig hoher Contourströmungen. Im Grönlandbecken führt dagegen vermutlich ein episodisches Abströmen von schwerem Bodenwasser zu einer Restsedimentbildung.

Sedimentsortierung tritt zum einen häufig im Bereich der genannten Gebiete auf, die infolge topographisch reduzierter Strömungsquerschnitte höhere Geschwindigkeiten aufweisen. Zum anderen finden sich gut sortierte Sedimente auch häufig im Grönlandbecken, wo sie vermutlich teilweise als Folge turbiditischer Ereignisse abgelagert wurden, aber auch durch schweres Bodenwasser oder geostrophische Strömungen entstanden sein könnten. Als Argument für turbiditischen Einfluß kann der Verlauf der Grenze zwischen akkumulativer und gut sortierter Sedimentation im Bereich des grönländischen Kontinentalhanges angeführt werden. Diese Grenze verläuft ziemlich präzise in dem Bereich, wo die starke Hangneigung des Kontinentalhanges nachläßt und in die ebenen Gebiete des Grönlandbeckens übergeht. Der akkumulative Charakter am grönländischen Kontinentalhang kann damit als Relikt der Art der Sedimentationsprozesse gedeutet werden: gravitative Prozesse finden wahrscheinlich häufig am Kontinentalhang statt; sie werden hier aber nicht dokumentiert, da auf Grund der starken Hangneigung kein Sediment zur Ablagerung kommt. Die Sedimente, die während der gravitativen Transportprozesse auf ihrem Weg den Kontinentalhang hinab gut sortiert wurden, kommen erst nach dem Übergang von den steileren zu

den flacheren Regionen auf Grund nachlassender Transportkraft zur Ablagerung. Sie können hier jedoch nicht mehr nach dem beschriebenen Verfahren als Turbiditsedimente erkannt werden, da die Hangneigung nicht ausreicht, um bei einem Turbidit die Energie zu kompensieren, die er durch Reibung verliert.

Akkumulativer Charakter der Sedimentation herrscht in weiten Teilen des Norwegen- und Lofotenbeckens und am Barentssee-Kontinentalhang vor. Die geringe Probindichte in diesem Bereich ermöglicht keine differenzierten Aussagen zu Einflüssen des Kontinentalhangs und von Strömungen im Detail.

5.1.1. Vergleich Rezent - LGM: Interpretation

Bei dem Vergleich der aus den Oberflächensedimenten rekonstruierten Strömungsintensitäten mit den rekonstruierten Strömungsintensitäten des LGM ergeben sich für die Probenpositionen der südlichen Kerntraverse im Rezenten für die westlichen Probenpositionen und Position 23065 höhere Strömungsgeschwindigkeiten, während die Strömungsintensitäten der Positionen 23071 und 23059 im Rezenten deutlich niedriger sind. Die Probenpositionen der nördlichen Kerntraverse zeigen im Ostteil der Framstraße und im Bereich des Boreasbeckens während des LGM deutlich niedrigere Strömungsintensitäten, während die Position an der Grönland-Bruchzone höhere Strömungsintensität aufweist. Dies läßt auf unterschiedliche Strömungsprozesse während glazialer und interglazialer Zeiten schließen. In glazialen Zeiten dominieren in Gebieten starker topographischer Gradienten gravitative Strömungsprozesse, die durch die Bildung dichter Wassermassen und Rutschungen, Dichteströme und Turbidite infolge hoher Sedimentationraten und instabiler Sedimente induziert werden. Diese Prozesse sorgen auf dem Vøring-Plateau, im östlichen Bereich der Jan-Mayen-Bruchzone und an der Grönland-Bruchzone für höhere Strömungsgeschwindigkeiten in Glazialen als in Interglazialen. In Interglazialzeiten dominiert in der Framstraße und im westlichen Bereich der Jan-Mayen-Bruchzone jedoch der Einfluß von thermohalinen Strömungen, die wesentlich höhere Strömungsintensitäts-Signale im Sediment hinterlassen. Der contouritische Einfluß ist bei den südlichen Kernpositionen im Bereich des Vøring-Plateau-Hanges an Kernposition 23065 am stärksten, weswegen hier in interglazialen Zeiten ebenfalls höhere Strömungsintensitäten auftreten als in Glazialzeiten.

5.2. INTERPRETATION DER STRÖMUNGSINTENSITÄTS-ZEITREIHEN

Betrachtet man die Kurven der Strömungsintensitäten in den Kernen (Abb. 42, 43 und 44) in Kenntnis der Ergebnisse der Faktorenanalyse und der topographischen Situation, so ergibt sich folgende Interpretation:

5.2.1. Nördliche Kerntraverse

5.2.1.1. Kern 21906

Die Strömungen an dieser Kernposition haben sowohl in Glazial- als auch in Interglazialzeiten in erster Linie das karbonatische Material beeinflusst, das, vor allem bei Foraminiferengehäusen, auf Grund seiner geringeren relativen Dichte bei

besonders starken Strömungsereignissen bevorzugt abtransportiert wurde. Die mittlere Hangneigung der Lokalität 21906, ermittelt aus dem ETOPO 5-Datensatz, beträgt 3,28 Grad. Bei dieser Hangneigung können nach Bagnolds Kriterium für Autosuspension (s. Gleichung 15) bereits Sande bei höheren Geschwindigkeiten durch geringmächtige Turbidite in Suspension gehalten werden. Die auch in diesem Kern häufig zu beobachtende gute Sortierung in den Stadien 6 und 2 ist daher wahrscheinlich überwiegend auf turbiditischen Einfluß zurückzuführen. Restsedimentbildung in Stadium 1 bei ca. 10 000 Jahren, die nur infolge permanent hoher Strömungen entstanden sein kann, belegt in Warmzeiten dagegen vermutlich einen contouritischen Einfluß, der wahrscheinlich auch einen Teil der Sortierung, die in den interglazialen Proben aus Stadium 5 und 1 und an den Wechseln von Stadium 6 nach 5 und 2 nach 1 gehäuft auftritt, verursacht hat.

5.2.1.2. Kern 17728

Vor allem in Stadium 6 und der Deglazialphase zu Stadium 5 treten starke Strömungen auf, die terrigenes Grobfraktions-Material im Sediment absolut oder relativ anreichern, d. h. durch Abtransport feinen Materials den prozentualen Anteil der terrigenen Grobfraktion am Sediment erhöhen oder antransportieren. Da die Hangneigung an der Probenposition nur 0,16 Grad beträgt und die strömungsbeeinflussten Korngrößen durch Turbidite bei diesen Hangneigungen nicht in Autosuspension transportiert werden können, kommen für die Strömungen entweder distale gravitative oder geostrophische Prozesse in Frage. Auf Grund von Boden- und Tiefenwasserbildung und der Destabilisierung von Sedimentkörpern durch hohen Eintrag eistransportierten Materials können turbiditische Prozesse von den Hängen des Knipovitch-Rückens und der Grönland-Bruchzone die Sedimentzusammensetzung beeinflusst und die Einträge von terrigener Grobfraktion an dieser distalen Position verursacht haben. Jedoch erscheint ein Einfluß von geostrophischen Strömungen auf die Sedimentzusammensetzung ebenso plausibel, da in den betreffenden Zeiträumen von Sauerstoffisotopenereignis 6.6 bis 6.5 und von 6.3 bis 5.51 ausnahmslos alle untersuchten Proben gute Sortierung oder Restsedimentbildung zeigen und so eine permanente Strömung belegen könnten. Die Restsedimentbildung gegen Ende von Stadium 6 zeigt möglicherweise schon den Einfluß sich stabilisierender thermohaliner Zirkulation an. Auch die gute Sortierung der Sedimente während Termination 1A und die Restsedimentbildung, die an dieser Position das Oberflächensediment prägt, ist höchstwahrscheinlich geostrophisch verursacht. In den Sauerstoffisotopenstadien 5 und 2 herrscht im Sandkorngrößenbereich ansonsten akkumulative Sedimentation vor.

5.2.1.3. Kern 23454

In der Charakteristik der Strömungsbeeinflussung der Proben dieses Kerns fällt vor allem die Häufigkeit der Restsedimentbildung auf, die im Substadium 5.5 während der Sauerstoffisotopen-Ereignisse 5.53 und 5.51 und in Proben der letzten ca. 2500 Jahre gehäuft auftritt. Dieser stark erosive Charakter des Sedimentes deutet auf starken und kontinuierlichen Strömungseinfluß hin, da feine Partikel nur in beschränktem Maß zur Ablagerung gelangen. Als Ursache kommen vorwiegend contouritische Strömungen in Frage, da die Hangneigung nur 0,76 Grad beträgt. Sortierung, die vereinzelt in den Stadien 6, 5 und 4 auftritt, kann turbiditischen

Ursprungs sein, da die proximale Lage der Kernposition zum Knipovitch-Rücken diesen Prozeß nicht ausschließt. Jedoch ist vor allem in Interglazialzeiten Sortierung auch auf Grund contouritischer Prozesse denkbar. Weite Bereiche der Sauerstoffisotopenstadien 6, 5, 2 und 1 sind durch akkumulative Sedimentation im untersuchten Korngrößenbereich geprägt.

5.2.2. Interpretation der nördlichen Kerntraverse im Überblick

Sedimentakkumulation ist der vorherrschende Prozeß an Positionen, die nur geringe Hangneigungen aufweisen. In Zeiten klimatischer Optima, vor allem den Sauerstoffisotopenereignissen 5.51 und im Holozän und auch während Sauerstoffisotopenereignis 5.53, treten aber deutliche Sedimentsortierungs- und Restsedimentbildungsprozesse in den Vordergrund, die den Einfluß contouritischer Strömungen infolge einer stabilen, stark ausgeprägten thermohalinen Zirkulation belegen. Dieser Einfluß ist auch an Kernpositionen in Bereichen stärkerer Hangneigung festzustellen; er wird hier jedoch überlagert von den Auswirkungen gravitativer Strömungsereignisse, die sowohl in Glazial- als auch Interglazialzeiten gut sortierte Sedimente schaffen. Die Einflüsse gravitativer und geostrophischer Prozesse greifen daher ineinander und sind mit den angewendeten Untersuchungsmethoden nicht mehr zu trennen. Dieses Problem stellt sich ebenfalls bei einigen sortierten Proben der Kernpositionen, die geringe Hangneigungen aufweisen. Hier ist ein gravitativ-turbiditischer Einfluß in Kaltzeiten, in denen die Bildung schwerer Bodenwässer und hohe Akkumulationsraten eistransportierten Materials die Wahrscheinlichkeit der Entstehung gravitativer Transportereignisse erhöhen, nicht auszuschließen; im weiteren Umfeld wird durch den Knipovitch-Rücken und die Grönland-Bruchzone die nötige potentielle Energie bereitgestellt, daß gravitative Strömungen mit distalen Ausläufern Positionen geringerer Hangneigungen ebenfalls erreichen können.

Sehr auffällig ist bei den Kernen dieser Traverse, daß in den beiden westlichen Kernen das Einsetzen geostrophischer Strömungen scheinbar vor dem Wechsel von Stadium 6 nach 5 bzw. vor Termination 1B einzusetzen scheint, während im östlichen Bereich der Framstraße die thermohaline Zirkulation erst in Sauerstoffisotopenereignis 5.53 bzw. den letzten 2000 Jahren des Holozäns Spuren im Sediment hinterläßt.

5.2.3. Südliche Kerntraverse

5.2.3.1. Kerne 23353 und 23352

Die auffälligsten Merkmale an den Strömungsprofilen dieser beiden Kerne sind das häufige Auftreten von Sortierungsmerkmalen im Holozän in beiden Kernen und zusätzlich in Substadium 5.5 in Kern 23353. In Kern 23352 zeigt sich an holozänen Sedimenten zudem auch Restsedimentbildung. In den Kaltzeiten herrscht an beiden Kernpositionen akkumulative Sedimentation im untersuchten Korngrößenbereich vor. Da gravitative Strömungsereignisse an beiden Kernpositionen auf Grund der geringen Hangneigung von weniger als einem Grad unwahrscheinlich sind, ist die Ursache der Sortierungs- und Restsedimentbildungseffekte im Bereich contouritischer Strömungen zu suchen.

5.2.3.2. Kern 23244

Die rekonstruierten Strömungsintensitäten der Proben aus Kern 23244 sind in Glazialzeiten nur wenig höher als in Interglazialzeiten. Daher scheint der Einfluß von gravitativen Strömungsereignissen am Kontinentallhang auf diese Probenposition nur gering zu sein. Die Sortierung und Restsedimentbildung in oberflächennahen Proben deutet einen zunehmenden Einfluß der thermohalinen Zirkulation im Holozän an. Das Strömungsintensitäts-Minimum an den Isotopenereignissen 5.53 und 5.51 signalisiert möglicherweise einen verstärkten Eintrag von suspendiertem Feinmaterial durch contouritische Strömungen, die Signale höherer Strömungsintensität überprägen und damit nicht mehr erkennbar machen. Dieser erhöhte Eintrag feiner Suspension ist die Folge stärkerer Resuspension durch die zu dieser Zeit sehr stark ausgeprägte thermohaline Zirkulation.

5.2.3.3. Kern 23059

Die Hangneigung an dieser Probenposition beträgt 2,39 Grad. Dies reicht ebenfalls aus, um nach Bagnolds Autosuspensions-Kriterium in Turbiditen geringer Mächtigkeit Sande bei höheren Strömungsgeschwindigkeiten in Autosuspension zu halten. Gute Sortierung tritt jedoch in den Proben dieses Kernes nur selten in den glazialen Sedimenten und vereinzelt im Holozän auf.

5.2.3.4. Kern 23065

Auffallend niedrige Strömungen korrelieren in den Proben aus den Glazialstadien in diesem Kern mit auffallend niedrigen terrigenen Grobfraktionsgehalten. In Umkehrung dieses Schlusses bedeutet dies, daß hohe Strömungen offensichtlich in der Lage gewesen sind, terrigene Sandpartikel zu transportieren und an der Position abzulagern bzw. den Feinanteil wegzuführen. In Interglazialen hat die Strömungsintensität eine vergleichbare Beziehung zum Grobfraktions- Karbonatgehalt, während die Feinfraktion in diesen Zeitspannen sich überwiegend abgelagert, wenn geringe Strömungen auftreten.

Zunehmende gute Sortierung gegen Ende von Stadium 6 und in der Deglaziationsphase und Restsedimentbildung im Substadium 5.5 belegen ein Einsetzen thermohaliner Zirkulation bis zu einer besonders starken Ausprägung einer contouritischen Strömung mit erosivem Charakter. In Kaltzeiten können jedoch die auf Grund von Boden- und Tiefenwasserbildung und der Destabilisierung von Sedimentkörpern durch hohen Eintrag eistransportierten Materials gehäuft auftretenden turbiditischen Prozesse auch diese Position trotz der geringen Hangneigung von 0,79 Grad gelegentlich erreicht und sortierte Sedimente abgelagert haben. Ansonsten herrscht sowohl in Glazial- als auch Interglazialstadien akkumulative Sedimentation vor. Im Holozän ist sie der einzige Sedimentationstyp.

5.2.3.5. Kern 23071

An dieser Kernposition hat das Sediment sowohl in Glazial-, als auch Interglazialzeiten bei unterdurchschnittlichen Strömungsminima hohe Feinfraktionsgehalte, die in Glazialzeiten einen signifikanten Beitrag zur Sedimentationrate leisten. Höhere Strömungsintensitäten scheinen die Feinfraktion folglich abzureichern. Die Feinfraktionsgehalte, die in den Proben dieses Kernes deutlich

höher sind als in benachbarten Kernen, sind wahrscheinlich durch eine topographische Situation bedingt, die die Ablagerung feinen Materials fördert, indem z. B. in einer Leesituation Suspension 'gefangen' wird und dort sedimentiert. Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse legen den Schluß nahe, daß der Prozeß des 'Einfangens' von Suspension an der Probenposition in der Richtung der Hangnormalen, also bei gravitativen Strömungen, effektiver ist als bei Contourströmungen oder gravitativ mehr Feinfraktion suspendiert wird, als durch Contourite, da der Prozeß der Feinfraktionsakkumulation in Glazialzeiten und in interglazialen Zeiten mit hohem Sauerstoffisotopen-Signal die höchsten Faktorladungen auf dem Feinfraktionsgehalt ergibt.

Sortierung in Proben aus diesem Kern, die in der Deglaziationsphase von Stadium 6 und in Stadium 1 auftritt, ist vermutlich geostrophisch bedingt. Hingegen sind bei sortierten Sedimenten, die vereinzelt in Stadium 6 und 2 auftreten, gravitative Prozesse trotz der geringen Hangneigung von nur 0,08 Grad nicht auszuschließen. Vor allem die in Glazialzeiten deutlich höheren Strömungsgeschwindigkeiten sprechen für verstärkte gravitative Strömungsprozesse auf dem Vøring-Plateau.

Als Folge einer topographisch geschützten Lage treten gut sortierte contouritische Sedimente an dieser Position vermutlich seltener auf, als es der hydrographischen Situation in einer den Strömungen ausgesetzten Position entsprechen würde.

5.2.4. Interpretation der südlichen Kerntraverse im Überblick

In den Kernen aus dem östlichen Bereich des Transseks vom Vøring-Plateau bis auf das Island-Plateau ist während der Kaltzeiten ein deutlicher Einfluß von Prozessen auf dem Schelf und am Kontinentalhang zu sehen. Erhöhte Sedimentdeposition eistransportierten Materials auf dem Schelf schafft durch abnehmende Stabilität durch hohen Porenwasserdruck bei hoher Sedimentationsrate eine Voraussetzung für verstärkten turbiditischen Sedimenttransport den Kontinentalhang hinab. Als ein weiterer Prozeß zur Entstehung gravitativer Strömungen kommt die Bildung dichter Wassermassen durch Eisbildungsprozesse auf dem Schelf hinzu, die sich gravitativ in die Tiefe bewegen und auf ihrem Weg Sediment erodieren und transportieren können, bevor das Sediment abgelagert wird, wenn sich die Transportkraft der Strömungen bei nachlassendem Dichtegradienten zur umgebenden Wassermasse erschöpft hat. Auf diese Art und Weise kann ein Signal hoher Strömungsintensität in einem Sediment akkumulativen Charakters entstehen. Im westlichen Bereich dieses Transseks sind die Unterschiede zwischen glazialer und interglazialer Strömungsintensität geringer. Hier herrscht generell akkumulative Sedimentation vor. In Interglazialzeiten entsteht Sortierung und Restsedimentbildung infolge geostrophischer Strömungen.

Die sehr niedrigen Strömungsintensitäten im oberflächennahen Bereich der Kerne 23059 und 23071 scheinen zum Teil Artefakte des Materialunterschieds zwischen karbonatischen und terrigenen Partikeln zu sein, da mit dem Absinken der Strömungsintensität in Termination 1B auch der Wechsel zu Karbonat als Basis der Strömungsintensitäts-Bestimmung erfolgt. Das Karbonatmaterial in den Proben besteht im Gegensatz zu anderen sehr karbonatreichen Proben zu großen Anteilen aus Foraminiferenschalenbruch. Da die Strömungsintensität auf der Basis der

Transport- und Sinkeigenschaften von Gehäusen der Foraminifere *N. pachyderma* bestimmt wurde, erhält man auf Grund der höheren Dichte des Schalenbruchs (keine Hohlformen mehr) und somit schlechteren Transportierbarkeit geringere Strömungswerte.

5.2.5. Interpretation der Ergebnisse der Spektralanalyse

Die Frequenzspektren der Spektralanalyse von Strömungsintensitätskurven der Kerne 23065 und 23454 zeigen die Periodizität der Milankovitch-Zyklen. Die Verschiebung der Frequenz des 41000-Jahre Zyklus zu niedrigerer Frequenz beruht möglicherweise auf der Überlagerung mit den starken hohen Frequenzen in diesen Kernen. Generell macht sich bei diesen Zeitreihen die für die Spektralanalyse noch zu geringe Auflösung bemerkbar, die nur eine vorsichtige Interpretation der Ergebnisse zuläßt.

Die in beiden Zeitreihen festgestellten hohen Frequenzen hängen möglicherweise mit der Entwicklung der Eisbedeckung an den Probenpositionen zusammen. Der Einfluß der Eisbildungsprozesse auf die Bildung schweren Wassers würde dazu führen, daß die Bildung kalter, salzreicher Wassermassen bei der Meereisbildung bevorzugt im Bereich des Eisrandes stattfände. Diese kalten, salzreichen Wassermassen haben als Boden- oder Tiefenwasser dann - wie bereits im Grundlagen-Kapitel beschrieben - beim Abströmen einen starken Einfluß auf gravitative Umlagerungsprozesse des Sedimentes. Bei Eisbedeckung an der Probenposition oder großer Entfernung des Eisrandes von der Probenposition käme dieser Prozeß zum Erliegen, und der Einfluß gravitativer Umlagerungsprozesse auf das Sediment würde zurückgehen.

Inwieweit dieser Prozeß tatsächlich die hohen Frequenzen in den Strömungsintensitätskurven der genannten Kerne beeinflußt hat, kann nicht im Rahmen dieser Untersuchung geklärt werden. Diese Methode stellt jedoch einen vielversprechenden Ansatz zur Untersuchung der Eisranddynamik während glazialer Stadien dar.

5.3. PALÄO-OZEANOGRAPHIE DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES

In den folgenden Absätzen werden zunächst die Grundzüge der Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres kurz dargestellt. Anschließend werden die Ergebnisse der Untersuchung von Sortierungsphänomenen in Sedimenten des Europäischen Nordmeeres im Zusammenhang mit paläo-ozeanographischen Fragestellungen diskutiert.

Das Europäische Nordmeer stellt ein Schlüsselgebiet für die erdumfassende thermohaline Zirkulation des Weltozeans dar. Durch Abkühlung und Tiefenkonvektion kalter Wassermassen entstehen sauerstoffreiche Tiefenwässer im Europäischen Nordmeer, die über den Grönland-Schottland-Rücken in den Nordatlantik strömen und auf diese Art und Weise zum Antrieb der globalen Tiefen- und Bodenwasserzirkulation beitragen (GORDON 1986). Die Bildung von Tiefenwasser durch die Entstehung kalter und salzreicher Bodenwässer bei Meereisbildung in Schelfregionen zeigt eine starke Abhängigkeit von klimatischen Schwankungen. Daher kommt diesem Seegebiet eine besondere Bedeutung für die

klimate Entwicklung des Quartärs zu (BROECKER & PENG 1982, BROECKER 1991).

Im Gegensatz zu den heutigen Oberflächenströmungen, von denen angenommen wird, daß sie in ähnlicher Art und Weise auch in vergangenen Interglazialzeiten ausgeprägt waren, werden für Glazialzeiten zwei unterschiedliche Strömungsmuster diskutiert. (1) Das eine Modell sieht auch in Glazialzeiten einen im Vergleich zu heutigen Bedingungen reduzierten Atlantikwasser-Einstrom im Osten des Europäischen Nordmeeres und einen Tiefenwasserexport über den Island-Schottland-Rücken als erwiesen an (HENRICH *et al.* 1989, HENRICH 1992, WAGNER & HENRICH 1994, HEBBELN *et al.* 1994). Als Beweise für ein solches antiästuaries Sedimentationsmodell auch während der Glazialzeiten werden zum einen Depositionszentren von Diamiktsedimentation im Ostteil des Europäischen Nordmeeres genannt, die nach Westen und Norden auskeilen; daraus resultiert eine Nordwärtsdrift von sedimentführenden Eismassen, die ihren Ursprung in Gletschern haben, die bis auf den skandinavischen Schelf reichen. Auch die Karbonatgehalte der Sedimente, die einen deutlichen Bezug zur Temperatur der Oberflächenwassermassen zeigen, belegen durch ihr Verteilungsmuster einen Einstrom atlantischen Wassers in das östliche Europäische Nordmeer (HENRICH *et al.* 1989). Weiterhin zeigen Schreibkreidefragmente, deren nördlichstes Vorkommen in den in Frage kommenden Liefergebieten im Nord- und Ostseeraum liegt und die als Eisbergfracht in Sedimenten des östlichen Europäischen Nordmeeres und der Framstraße gefunden werden (BISCHOF 1990, HENRICH 1990, HEBBELN 1991, SPIELHAGEN 1991), einen nordwärts gerichteten Transport an. Antriebsmechanismus dieser Nordströmung ist jedoch in Glazialzeiten nicht nur die thermohaline Strömung; in Glazialzeiten werden sedimentführende Eisberge von katabatischen Winden getrieben, die aus stationären Hochdruckgebieten über der skandinavischen Eiskappe resultieren und durch die Coriolis-Kraft nach Norden abgelenkt werden. Während zunächst für die Eisbedeckung in Glazialzeiten im Europäischen Nordmeer eine geschlossene Eisdecke angenommen wurde (z. B. CLIMAP 1981), bestätigen neuere Untersuchungen, daß auch in Glazialzeiten noch ein Einstrom von Atlantikwasser bis in die Framstraße stattfand (HEBBELN *et al.* 1994) und somit eisfreie oder nur saisonal eisbedeckte Gebiete vor der skandinavischen Küste, dem Barentsschelf und Spitsbergen in dieser Zeit existierten. (2) Als Alternative dazu wird ein ästuaries Strömungsmodell diskutiert, das auf Grund von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Daten während der letzten Glazial- und Deglazialphase eine Oberflächenzirkulation im Uhrzeigersinn mit einem Import von Tiefenwasser über den Grönland-Schottland-Rücken vorsieht (JANSEN *et al.* 1983, SARNTHEIN *et al.* 1992, WEINELT *et al.* 1992). Der Ausstrom von Oberflächenwassermassen aus dem östlichen Europäischen Nordmeer in den Nordatlantik resultierte dabei aus dem Zerfall des Eispanzers in der Barentssee und der nachfolgenden Bildung großer Schmelzwassermassen.

Die Prozesse der marinen Sedimentation auf dem Schelf und am Kontinentalhang sind während der Glazialzeiten sehr stark von den Mechanismen des Sedimenteintrags durch die Gletscher und damit von der Struktur des Übergangs von den Gletschern ins marine Milieu beeinflusst (HENRICH 1990, 1991). Da der skandinavische Eisschild während des Glazials bis an die Schelfkante reichte, prägten hohe Sedimentationsraten von eistransportiertem Material das sedimentäre Milieu (THIEDE *et al.* 1986). Als Folge gehören gravitative Prozesse,

Rutschungen, Dichteströme und Turbidite zu häufigen Merkmalen glazialer Sedimentation am norwegischen Kontinentalhang (VORREN *et al.* 1989). Dichte Schmelzwassersuspensionen, die oberflächennah oder untermeerisch an der Basis des Gletschers ins Meer gelangten, konnten zu Suspensionsströmen führen, die dem Hang folgten oder sich entsprechend der Dichte der umgebenden Wassermasse in den Wasserkörper einschichteten (POWELL 1984, POWELL & MOLNIA 1989, SOLHEIM & PFIRMAN 1985, PFIRMAN & SOLHEIM 1989). Auf grönländischer Seite treten in glazialen Sedimenten geringere Sedimentationsraten auf. Die Ursache hierfür liegt vermutlich darin, daß in diesem Bereich fast ganzjährig eine geschlossene Meereisdecke vorlag, in der die Eisberge gefangen waren (HENRICH *et al.* 1995). Damit sind in Glazialzeiten am grönländischen Kontinentalhang gravitative Transportprozesse seltener als am norwegischen Kontinentalhang.

5.4. PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE INTERPRETATION UND DISKUSSION DER REKONSTRUIERTEN STRÖMUNGSINTENSITÄTEN

5.4.1. Vøring-Plateau, Jan-Mayen-Bruchzone und Island-Plateau

Der Verlauf der Strömungsintensitäts-Kurven in den Sauerstoffisotopenstadien 6, 5, 2 und 1 für Positionen auf dem Vøring-Plateau und im westlichen Teil der alten Jan-Mayen-Bruchzone, die mit einer neu entwickelten Methodik ermittelt wurden, verifiziert zahlreiche Ergebnisse anderer Autoren.

Für den norwegischen und den Barentsschelf und die angrenzenden Kontinentalhänge schließen HOLTEDAHN & BJERKLI (1975), DAMUTH (1978), RASMUSSEN (1984) und THIEDE *et al.* (1986) auf Grund sedimentologischer Untersuchungen auf einen verstärkten Eintrag von eis- und gletschertransportiertem Material während der Glazialzeiten, in denen die Gletscher zeitweise bis zur Schelfkante reichten (VORREN *et al.* 1989). Turbiditbildung und eine Sortierung der Sedimente durch turbiditische Strömungen, die vor allem sehr stark in Stadium 6 in Proben vom Vøring-Plateau und dem Übergang zur Jan-Mayen-Bruchzone zu beobachten ist, resultieren aus diesem verstärkten Sedimenteintrag, da Sedimente in Hangpositionen infolge steigenden Porenwasserdrucks bei hohen Sedimentationsraten zu Instabilität neigen und als Rutschungen, Dichteströme und/oder Turbidite gravitativ in die Tiefe gleiten. Das stärkere Auftreten gut sortierter Sedimente in Stadium 6 im Vergleich zu Stadium 2 läßt auf eine intensivere Vereisung in der vorletzten Glazialphase schließen, wie dies auch WAGNER (1993) und WAGNER & HENRICH (1994) auf Grund der sedimentologischen und geochemischen Befunde in Kernen feststellten. Die Häufigkeit der turbiditischen Ereignisse ist wahrscheinlich aber nicht nur eine Folge der hohen Sedimentationsrate auf dem Schelf und am Kontinentalhang, sondern ein Hinweis auf die Bildung dichter Bodenwässer auf dem Schelf, die gravitativ den Kontinentalhang hinab strömen und zur Tiefenwasserbildung beitragen. Dieser Prozeß wäre nicht möglich bei einer geschlossenen Meereisdecke, wie sie von KELLOGG (1980), CLIMAP (1981) und BELANGER (1982) für das Europäische Nordmeer angenommen wurde. Mittlerweile häufen sich aber die Hinweise auf zumindest saisonal offene Gewässer auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres

auch während der Glaziale (CORLISS *et al.* 1986, HENRICH *et al.* 1989, HEBBELN *et al.* 1994, WAGNER & HENRICH 1994, HENRICH *et al.* 1995). Zum einen wird von einem zeitweisen Einstrom kühl-temperierten Wassers aus dem Nordatlantik bis in die Framstraße während der Glazialphasen ausgegangen (Hebbeln *et al.* 1994); zum anderen wird vermutet, daß katabatische Winde aus stationären Hochdruckgebieten über dem skandinavischen Eisschild resultierten, beim Abströmen in die Regionen des Europäischen Nordmeeres von der Coriolis-Kraft abgelenkt wurden und sowohl eine Nordwärtsdrift von Eismassen als auch ein starkes Abkühlen von Oberflächenwasser verursachten, das in der Bildung von Meereis und in der Folge von dichtem Bodenwasser resultierte und so zur Tiefenkonvektion beitrug (HENRICH *et al.* 1989, WAGNER & HENRICH 1994).

Der Verlauf der Strömungsintensitätskurven für die weiter westlich gelegenen Bereiche der zentralen Jan-Mayen-Bruchzone und das Island-Plateau zeigen durch abnehmende Häufigkeit turbiditischer Sedimentation in Hangbereichen während der Glazialstadien einen westwärts abnehmenden Sedimenteintrag während der Glazialzeiten, wie er auf Grund des sedimentologischen Befundes von Kernen aus diesem Bereich von HENRICH *et al.* (1989) bereits festgestellt wurde.

Der Übergang von den Glazial- zu den Interglazialphasen vollzieht sich nach dem Befund der Strömungsintensitätskurven im Bereich von Vøring-Plateau und östlicher Jan-Mayen-Bruchzone in zwei Schritten. Unmittelbar an der Grenze von Sauerstoffisotopenstadium 6 nach 5 kommt es zu einer guten Sortierung von Sedimenten, die vermutlich sowohl Folge gravitativer Strömungsereignisse als auch beginnender thermohaliner Zirkulation sein kann. Die Wahrscheinlichkeit gravitativer Strömungsereignisse nahm zu dieser Zeit sehr stark zu, da große Mengen terrigenen Materials durch den Zerfall des skandinavischen Eisschildes in die angrenzenden Meeresbereiche gelangte (HENRICH *et al.* 1989). Der intensivere Einstrom von temperierten Wassermassen aus dem Nordatlantik, der sich zunehmend ausprägte (JANSEN *et al.* 1983, JANSEN & BJØRKLUND 1984), führte jedoch auch zu einer sich stabilisierenden thermohalinen Zirkulation, die Contourströme zur Folge hatte. Von daher ist in dem Übergangszeitraum von Stadium 6 zu 5 mit einer Verzahnung von turbiditischen und contouritischen Prozessen zu rechnen, die zu dem auffällig häufigen Auftreten von gut sortierten Sedimenten auf dem Vøring-Plateau und in der östlichen Jan-Mayen-Bruchzone geführt haben. In Sauerstoffisotopen-Substadium 5.5 ist die contouritische Strömung in der östlichen Jan-Mayen-Bruchzone so stark entwickelt, daß sie zu Restsedimentbildung in den Sedimenten führt.

Im westlichen Bereich der Jan-Mayen-Bruchzone und auf dem Island-Plateau zeigt die Sortierung der Sedimente nur akkumulative Prozesse während des Übergangs von Stadium 6 zu 5, die Strömungsintensitäten nehmen jedoch an dieser Grenze leicht ab. Contouritische Strömungen infolge thermohaliner Zirkulation führen zu Sortierung in Sedimenten vom Island-Plateau während des Substadiums 5.5. Die Entwicklung der Sedimentation und der Strömungen hinterläßt beim Übergang von Sauerstoffisotopenstadium 2 nach 1 weniger deutliche Spuren; unmittelbar an der Grenze der Stadien in Termination 1A ist weder Sortierung noch Restsedimentbildung in Proben zu beobachten, die hohe Sedimentationsraten beim Zerfall des skandinavischen Eisschildes oder das Initialstadium der thermohalinen Zirkulation belegen würden. Ein sehr auffälliger Trend sowohl im östlichen als

auch im westlichen Bereich ist das Auftreten von Sortierung erst im Bereich der Termination 1B. Im westlichen Bereich der Jan-Mayen-Bruchzone und auf dem Island-Plateau tritt diese Sortierung bereits zu Beginn der Termination 1B auf, während auf dem Vøring-Plateau contouritische Strömungen erst gegen Ende der Termination 1B zu Sortierung führen. Dies bestätigt Untersuchungsergebnisse von JANSEN *et al.* (1983), SEJRUP *et al.* (1984) und HENRICH (1986), die feststellten, daß bis vor 12 000 Jahren Eistransport von Sediment und geringe Karbonatproduktion die Sedimentproduktion im oberflächennahen Bereich des Europäischen Nordmeeres dominierten und diese Verhältnisse auf dem Vøring-Plateau bis zum Ende der Termination 1B andauerten (HENRICH *et al.* 1989). Sowohl auf dem Vøring-Plateau als auch im westlichen Bereich der Jan-Mayen-Bruchzone bleibt der sortierende Effekt der contouritischen Strömung bis zu den Oberflächensedimenten erhalten, im Westen verstärkt er sich sogar noch und führt zu Restsedimentbildung.

Die Untersuchungsergebnisse von YOON *et al.* (1991) mit sedimentologischen Methoden, vor allem im Feinkornbereich und der Auswertung von 3,5 kHz-Sedimentecholotschrieben, bestätigen, daß hemipelagische Sedimentation und distale turbiditische Einflüsse im Feinkornbereich die Sedimentation im Lofotenbecken am Fuß des norwegischen Kontinentalhanges im Sauerstoffisotopenstadium 1 prägten.

Durch den Verlauf der Strömungsintensitäten bestätigt sich der Befund von BAUMANN *et al.* (1993), daß die Bereiche westlich der Insel Jan Mayen weitgehend konstante Sedimentationsbedingungen sowohl während glazialer als auch interglazialer Stadien aufweisen, zumindest teilweise.

5.4.2. Framstraße, Knipovitch-Rücken und Boreasbecken

Die Sedimentation am östlichen Knipovitch-Rücken wird im wesentlichen durch akkumulative Sedimentation geprägt. Hiervon weicht jedoch das Sedimentationsgeschehen während des Sauerstoffisotopen-Substadiums 5.5 und während der letzten ca. 2500 Jahre auffällig ab; in diesen Zeiten scheint sich eine starke contouritische Strömung zu etablieren, die zu starker Restsedimentbildung führt. Gelegentliches Auftreten von sortierten Sedimenten, das während der Sauerstoffisotopenstadien 6, 5 und 4 beobachtet wird, ist möglicherweise ebenfalls eine Folge contouritischer Strömungen. Diese Ergebnisse werden durch seismische Daten aus dem Gebiet der Framstraße bestätigt, die vor allem im Ostteil der Framstraße sehr deutliche Contourite erkennen lassen (EIKEN & HINZ 1993) und thermohaline Zirkulation sowohl in Interglazial- als auch Glazialzeiten belegen.

Im östlichen Boreasbecken wird Restsedimentbildung an Oberflächenproben und an Proben aus dem allerjüngsten Sauerstoffisotopenstadium 6 beobachtet. Gut sortierte Sedimente treten im älteren Teil von Stadium 6 (Sauerstoffisotopenereignis 6.6 bis 6.5), im jüngeren Teil von Stadium 6 bis zum Substadium 5.5 und in der Termination 1A auf und markieren damit wahrscheinlich ebenfalls contouritische Strömungen. EIKEN & HINZ (1993) interpretieren die von ihnen ausgewerteten seismischen Profile aus diesem Gebiet als stark contouritisch beeinflusst. Die nur geringfügig variierende Existenz des Ostgrönlandstroms auch während der Glazialphasen, die auf Grund von Untersuchungen der Sedimentation terrigenen Materials in der Framstraße von

SPIELHAGEN (1991) beschrieben wurde, bestätigt stabile Strömungsverhältnisse in der Framstraße; diese führen sowohl in Glazial- als auch Interglazialphasen zu contouritischem Einfluß auf die Sedimente.

Im Bereich der Grönland-Bruchzone tritt in Hangpositionen in Glazial- und Interglazialphasen häufig Sedimentsortierung auf. Diese ist wahrscheinlich vorwiegend gravitativ bedingt. EIKEN & HINZ (1993) schließen aus einer Zunahme der Schichtmächtigkeit in seismischen Profilen vom Boreasbecken zum grönländischen Kontinentalhang hin auf einen starken Einfluß turbiditischer Sedimentation am grönländischen Kontinentalhang. Eine Häufung der sortierten Sedimente in den Strömungsintensitätsprofilen während der Wechsel von Sauerstoffisotopenstadium 6 nach 5 und 2 nach 1 mit nachfolgender Restsedimentbildung bei ca. 10 000 Jahren läßt jedoch ebenfalls auf einen Einfluß contouritischer Sedimentation an der Grönland-Bruchzone schließen.

Der Einfluß intensiver thermohaliner Zirkulation scheint folglich in den westlichen Bereichen der Framstraße früher einzutreten als in den östlichen Bereichen.

5.4.3. Grönlandbecken

Die Oberflächensedimente im Grönlandbecken spiegeln das breiteste Spektrum sedimentologischer Prozesse wider. Am grönländischen Kontinentalhang scheinen gravitative Umlagerungsprozesse das Sedimentationsgeschehen zu bestimmen. Viele dieser Turbidite lagern Sedimente im Grönlandbecken ab. Hier haben jedoch auch contouritische Strömungen einen großen Einfluß auf die Sedimente (EIKEN & HINZ 1993) und können turbiditisch abgelagerte Sedimente überprägen.

6. SCHLUßFOLGERUNGEN UND AUSBLICK

Die neu entwickelte Methodik, die Anwendung dieser Methodik auf Proben aus dem Europäischen Nordmeer, die Ergebnisse der Anwendung und die Erkenntnisse, die sich aus der paläoozeanographischen Interpretation und Diskussion der Ergebnisse ergeben haben, erlauben folgende Schlußfolgerungen:

- Die Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen ist ein sehr gut geeignetes Instrument zur Untersuchung von Sortierungsmerkmalen und Strömungsbeeinflussung auch oder vielleicht gerade in marinen Sedimenten.
- Starke Sortierung und Restsedimentbildung im Sandbereich findet sich in allen Isotopenstadien der letzten zwei Glazial-Interglazial-Klimazyklen von Sedimenten aus unterschiedlichen Bereichen des Europäischen Nordmeeres.
- Ursache dieser Sortierung sind gravitative oder geostrophische Strömungen.
- Die aus den Sortierungsmerkmalen rekonstruierbaren Strömungsgeschwindigkeiten im Sandkorngrößenbereich sind mit bis zu über 30 cm/s vielfach wesentlich höher als gemessene mittlere Strömungsgeschwindigkeiten. Sie stimmen von der Größenordnung jedoch gut mit den maximalen Strömungsgeschwindigkeiten überein, die mit langfristig verankerten Strömungsmessern nahe des Meeresbodens gemessen wurden.
- Turbiditische Sedimentation findet rezent vor allem am grönländischen Kontinentalhang, in der östlichen Framstraße und am Vøring-Plateau in Bereichen stärkerer Hangneigung verstärkt statt.
- Contouritische Sedimentation ist rezent sehr stark in der Framstraße, vor allem im östlichen Bereich, auf dem Vøring-Plateau und im Grönlandbecken zu finden.
- Akkumulative Prozesse, jedoch auch mit dem Signal von Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu mindestens 14 cm/s, prägen weite Bereiche des Norwegen- und Lofotenbeckens und des Barentssee-Kontinentalhangs.
- Die Sedimente auf der Spitsbergenbank sind sehr stark durch tidale Strömungen sortiert.
- Der Verlauf der Strömungsintensitäts-Kurven von Proben aus Kernen zeigt einen deutlichen Zusammenhang mit klimatischen Zyklen.
- Darüberhinaus erkennt man in den hohen Frequenzen hochauflösender Strömungsintensitätskurven von Kernen aus der östlichen Jan-Mayen-Bruchzone und aus der östlichen Framstraße möglicherweise noch die Frequenz, mit der Fluktuationen des Eisrandes an der Position stattfanden.
- Die Sedimentation an einzelnen Probenpositionen zeigt durch die Korrelation des Grob- und Feinfraktionsanteils und des Grob- und Feinfraktionskarbonatgehalts mit der Strömungsintensität einen deutlichen Trend, in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit bestimmte Korngröße bzw. Partikelarten anzureichern bzw. zu erodieren.
- In den Sauerstoffisotopenstadien 6 und 2 dominierten am norwegischen

Kontinentalhang und in der östlichen Jan-Mayen-Bruchzone gravitative Prozesse infolge hoher Sedimentationsraten und der Bildung schweren Bodenswassers auf dem Schelf bzw. an der Eiskante das Sedimentationsgeschehen. Diese Prozesse waren in Stadium 6 deutlich stärker ausgeprägt.

- In den Sauerstoffisotopenstadien 5 und 1 dominierten geostrophische Strömungen die Sedimentation auf dem Vøring-Plateau und in der östlichen Jan-Mayen-Bruchzone.
- Im westlichen Teil der Jan-Mayen-Bruchzone und auf dem Island-Plateau sind die Unterschiede zwischen glazialer und interglazialer Strömung weniger stark ausgeprägt.
- Der Wechsel zwischen gravitativen und geostrophischen Strömungsereignissen fand beim Übergang von glazialen Verhältnissen in Sauerstoffisotopenstadium 6 zu interglazialen Verhältnissen in Stadium 5 ungefähr an der mit 128 000 Jahren datierten Grenze statt; beim Übergang von Stadium 2 zu 1 ist das Einsetzen starker geostrophischer Strömungen erst im Bereich der Termination 1B zu verzeichnen.
- In der östlichen Framstraße prägen starke contouritische Strömungen die Sedimente der Sauerstoffisotopenstadien 5.53 und 5.51 und der letzten 2500 Jahre; gravitative Einflüsse scheinen selten zu sein.
- Im Boreasbecken prägen contouritische Strömungen die interglazialen Sedimente; ein starker Einfluß von thermohalinen Strömungen scheint auch die glaziale Sedimentation zu beeinflussen.
- Die Grönland-Bruchzone zeigt auf Grund der starken Hangneigungen sowohl in Glazialen als auch Interglazialen turbiditische Sedimentation; contouritische Strömungen haben in Warmzeiten und möglicherweise auch in Kaltzeiten aber ebenfalls einen Einfluß auf die Sedimentation.
- In der östlichen Framstraße und an der Grönland-Bruchzone setzen thermohaline Strömungen möglicherweise schon in der Termination 1A ein.

Die Methodik, die zur Erkennung und Bestimmung von Sortierungsmerkmalen in Sedimenten entwickelt wurde, stellt, wie die oben dargestellten Ergebnisse zeigen, ein wirksames Werkzeug zur Untersuchung der Wassermassendynamik dar. Da besonders in der kohäsionslosen Korngrößenfraktion hochauflösend gearbeitet werden kann, ist eine Anwendung dieser Methode auf ein Kernprofil mit hohem Sand- und Grobsiltanteil aus einem Driftgebiet eine ideale Möglichkeit, die quartäre Wassermassendynamik anhand von rezenten und fossilen Lockersedimenten detailliert zu untersuchen.

Ebenso stellt die auch Untersuchung der Strömungsintensitätskurve eines geeigneten Kernes mit Hilfe der Spektralanalyse einen vielversprechenden Ansatz zur Untersuchung der Eisranddynamik während glazialer Zeiten dar.

7. LISTE VERWENDETER SYMBOLE

Symbol	Beschreibung	Einheit
B	Faktor, der die Sinkgeschwindigkeit w_s zur Schubgeschwindigkeit u^* in Beziehung setzt	-
c	Variable, die den Einfluß von Kohäsion beschreibt	-
C_D	dimensionsloser Schubspannungskoeffizient	-
C_f	dimensionsloser Reibungskoeffizient	-
D	Korndurchmesser	[cm]
$g(\lambda), g$	Erdbeschleunigung	[ms ⁻²]
g_e	Erdbeschleunigung am Äquator = 9,7803185 ms ⁻²	[ms ⁻²]
H	Mächtigkeit einer Turbidit-Strömung	[m]
h	Wassertiefe an einer Probenlokalität	[m]
m_e	Meerestiefe	[m]
PSI	Sinkgeschwindigkeit	-
R	experimentell ermittelte Konstante, die von der Rauigkeit abhängt	-
r	Radius von Partikeln	[cm]
Re	Reynolds-Zahl	-
T	Temperatur	[°C]
u	Strömungsgeschwindigkeit eines Turbidits	[cm/s]
u^*	kritische Strömungsgeschwindigkeit	[cm/s]
u_{100}	Strömungsgeschwindigkeit 1 Meter über der Sedimentoberfläche	[cm/s]
u_{cm}	Strömungsgeschwindigkeit 1 m über einer Sedimentoberfläche	[cm/s]
u_z	Strömungsgeschwindigkeit u in Höhe z über einer Sedimentoberfläche	[cm/s]
\bar{u}	mittlere Strömungsgeschwindigkeit	[cm/s]
w_s	gemessene Partikel-Sinkgeschwindigkeit	[cm/s]
w_m	berechnete Partikel-Sinkgeschwindigkeit	[cm/s]
z	Entfernung	[cm]
z_0	Variable, die die Größenordnung der Sedimentrauhigkeit angibt	[cm]

LISTE VERWENDETER SYMBOLE

Symbol	Beschreibung	Einheit
α, β und γ	Konstanten, betragen $\alpha = 5,278895 \times 10^{-3}$, $\beta = 2,3462 \times 10^{-5}$ und $\gamma = 3,086 \times 10^{-4}$	-
δ	Konstante, die den Teil der Viskositätsänderung angibt, der auf die Salinität S (‰) des Meerwassers zurückzuführen ist, beträgt $2,75 \times 10^{-3}$ je Promille Zunahme der Salinität	-
ε	Schubspannungskoeffizient	-
ρ_f	Dichte einer Flüssigkeit	[g/cm ³]
ρ_s	Partikeldichte	[g/cm ³]
ρ_T	Dichte einer Suspension	[g/cm ³]
θ_s	dimensionslose kritische Schubspannung	-
θ_i	dimensionslose Shields-Schubspannung	-
ν	kinematische Viskosität	[cm ² /s]
η	dynamische Viskosität	[g/cm s]
η_{20}	dynamische Viskosität von Wasser bei 20°C bei einem Luftdruck von 1 atm = 1,002 Ns/m ²	[g/cm s]
κ	von Karman-Konstante	-
λ	nördliche Breite	[°]
σ	Hangneigung in Strömungsrichtung	[°]
τ_i	Bodenschubspannung	[g/cm s ²]
ω	Konstante, die den Teil der Dichteänderung angibt, der auf die Salinität S (‰) des Meerwassers zurückzuführen ist, beträgt $8,06 \times 10^{-4}$ je Promille Zunahme der Salinität	-

8. LITERATURVERZEICHNIS

- AAGAARD, K., DARNALL, C. & GREISMAN, P. (1973): Year-long measurements in the Greenland-Spitsbergen passage. - *Deep-Sea Research*, **20**: 743-746.
- AAGAARD, K., COACHMAN, L. K. & CARMACK, E. C. (1981): On the halocline of the Arctic Ocean. - *Deep-Sea Res.*, **28** (A), No. 6.
- AAGAARD, K., DARNALL, C., FOLDVIK, A. & TOERRESEN, T. (1985): Fram Strait current measurements 1985-1986. - Joint Data Report from University of Bergen, Department of Oceanography, Geophysical Institute, Bergen, Norway, Report No. 63 / University of Washington, School of Oceanography, Seattle, Washington, U.S.A., Contribution No. M85-9.
- AAGAARD, K., SWIFT, J. H. & CARMACK, E. C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. - *J. Geophys. Res.*, **90** (C3): 4833-4846.
- AAGAARD, K., FOLDVIK, A. & HILLMAN, S. R. (1987): The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. - *Journal of Geophysical Research*, **92** (C4): 3778-3784.
- AAGAARD, K., DARNALL, C., MEINCKE, J. & WÜLLNER, H. (1991): Fram Strait current measurements 1986-1987. - Joint Data Report from University of Hamburg, Institut für Meereskunde, Hamburg, Germany and NOAA - Pacific Environmental Laboratory, Seattle, Washington, U.S.A.
- ALLEN, J. R. L. (1970): The sequence of sedimentary structures in turbidites, with special reference to dunes. - *Scottish Jour. Geology*, **6**: 146-161.
- ALLEN, J. R. L. (1985): Principles of physical sedimentology. - George Allen & Unwin, London, 272 S.
- ALLER, R. C. (1978): The effects of animal-sediment interactions on geochemical processes near the sediment-water interface. - In: WILEY, M. L. (Hrsg.): Estuarine interactions. - Academic Press, New York: 157-172.
- ARULANANDAN, P. (1975): Fundamental aspects of erosion of cohesive soils. - *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, **101** (HY3): 635-639.
- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W. & WEIBER, R. (1994): Multivariate Analysemethoden. - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 7. Auflage, 594 S.
- BAGNOLD, R. A. (1962): Auto-suspension of transported sediments. - *Proc. Royal Soc. Series A*, **265**: 315-319.
- BAGNOLD, R. A. (1966): An approach to the sediment transport problem from general physics. - Prof. Pap. US Geol. Surv., Nr. 422-I.
- BATHMANN, U. V., PEINERT, R., NOJI, T. & VON BODUNGEN, B. (1990): Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea. - *Prog. Oceanogr.*, **24**: 117-125.
- BAUCH, H. (1993): Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - ihre Bedeutung für die paläo-ozeanographische Interpretation während der letzten 600.000 Jahre. - Diss. Univ. Kiel, *Berichte Sonderforschungsbereich 313*, **40**: 108 S.
- BAUMANN, K.-H., LACKSCHEWITZ, K. S., ERLKENKEUSER, H., HENRICH, R. & JÜNGER, B. (1993): Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin. - *Marine Geology*, **114**: 13-36.
- BELANGER, P. E. (1982): Paleooceanography of the Norwegian Sea during the past 130,000 yrs: coccolithophorid and foraminiferal data. - *Boreas*, **11**: 26-39.
- BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMANN, B. (1984): Milankovitch and Climate. - NATO ASI Series, Serie C, 126.
- BERGER, W. H. & PIPER, D. J. W. (1972): Planktonic foraminifera: differential settling, dissolution and redeposition. - *Limnology and Oceanography*, **17**(2): 275-287.
- BERGER, W. H., EKDALE, A. A. & BRYANT, P. P. (1979): Selective preservation of burrows in deep-sea carbonates. - *Marine Geology*, **32**: 205-230.

- BISCHOF, J. (1990): Dropstones im Europäischen Nordmeer. Indikatoren für Meeresströmungen in den letzten 300 000 Jahren. - *Berichte Sonderforschungsbereich 313*, Univ. Kiel, **30**, 112 S.
- BLAUME, F. (1992): Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Abbilder topographie-geführter Strömungsmuster. - *Diss. Univ. Kiel, Berichte Sonderforschungsbereich 313*, **36**: 150 S.
- BLINDHEIM, J. (1987): Cascading of Barents Sea Bottom Water into the Norwegian Sea. ICES Symposium 1987, Paper No. 61.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation. - Elsevier, Amsterdam, 168 S.
- BOWEN, A. J., NORMARK, W. R. & PIPER, D. J. W. (1984): Modelling of turbidity currents on Navy Submarine Fan, California Continental Borderland. - *Sedimentology*, **31**:169-185.
- BREZINA, J. (1970): Stratified sedimentation above Stokes' range and its use for particle size analysis. - In: Particle size analysis, Proc. Conf. at Univ. of Bradford, Sept. 1970, Soc. Anal. Chem., London: 255-266.
- BREZINA, J. (1979): Particle size and settling rate distributions of sand sized materials. - 2. Europäisches Symposium 'Partikelmeßtechnik', Nürnberg, Gruppe 1E (Sedimentation): 44 S.
- BROECKER, W. S. (1991): The great ocean conveyor. - *Oceanography*, **4**: 79-89.
- BROECKER, W. S. & DENTON, G. H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. - *Geochim. et Cosmochim.*, **53**: 2465-2501.
- BROECKER, W. S. & PENG, T. H. (1982): Tracers in the sea. - Eldigo Press, Palisades, New York: 690 S.
- BUGGE, T. (1983): Submarine slides on the Norwegian Continental Margin, with special emphasis on the Storegga area. - IKU Publication No. **110**, 152 S.
- BUGGE, T., BEFRING, S., BERDERSON, R. H., EIDVIN, T., JANSEN, E., KENYON, N. H., HOLTEDAH, H. & SEJRUP, H. P. (1987): A giant three-stage slide off Norway. - *Geo-Marine Letters*, **7**: 191-198.
- BUGGE, T., BERDERSON, R. H. & KENYON, N. H. (1988): The Storegga Slide. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, **325**: 357-388.
- CARMACK, E. C. & AAGAARD, K. (1973): On the deep water of the Greenland Sea. - *Deep-Sea Research*, **20**: 687-715.
- CHAMLEY, H. (1990): Sedimentology. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 285 S.
- CLARK, M. W. (1976): Some methods for statistical analysis of multimodal distributions and their application to grain-size data. - *Mathematical Geology*, **8**: 267-282.
- CLIMAP (1981): Maps of northern and southern hemisphere continental ice, sea ice, and sea surface temperatures in August for the modern and the Last Glacial Maximum. - *Geol. Soc. Am. Map Chart Ser. MC-36*.
- COLLINS, M. B. & RIGLER, J. K. (1982): The use of settling velocity in defining the initiation of motion of heavy mineral grains, under unidirectional flow. - *Sedimentology*, **29**: 419-426.
- COREY, A. T. (1949): Influence of shape on the fall velocity of sand grains. - Unpublished M. S. Thesis, Colorado A & M College, 102 S.
- CORLISS, B. H., MARTINSON, D. G. & KEFFER, T. (1986): Late Quaternary deep-ocean circulation. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**: 1106-1121.
- DAMUTH, J. E. (1978): Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. - *Marine Geology*, **28**: 1-36.
- DICKSON, R. R. & MCCAVE, I. N. (1986): Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank. - *Deep-Sea Research*, **33** (6A): 791-818.
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. & SIEDLER, G. (1975): Allgemeine Meereskunde: Eine Einführung in die Ozeanographie. - Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 593 S., 8 Tafeln.
- EIKEN, O. & HINZ, K. (1993): Contourites in the Fram Strait. - *Sedimentary Geology*, **82**: 15-32.

- ELLWOOD, B. B. & LEDBETTER, M. T. (1977): Antarctic bottom water fluctuations in the Vema Channel: Effects of velocity changes on particle alignment and size. - *Earth and Planet. Science Letters*, 35: 189-198.
- ETOPO5 (1986): Digital relief of the surface of the earth. - National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, U.S.A.
- FAUGÈRES, J.-C., GONTHIER, E. & STOW, D. A. V. (1984): Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. - *Geology*, 12 (5): 296-300.
- FAUGÈRES, J.-C. & STOW, D. A. V. (1993): Bottom-current-controlled sedimentation: A synthesis of the contourite problem. - *Sedimentary Geology*, 82: 287-297.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom-water formation. - *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 67: 3-17.
- FOK-PUN, L. & KOMAR, P. D. (1983): Settling-velocities of planktonic foraminifera: density variation and shape effects. - *Jour. of Foram. Research*, 13, 60-68.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - Nägele und Obermiller, Stuttgart: 1141 S.
- FÜTTERER, D. K. (1992): ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS "Polarstern" 1991. - *Ber. Polarforsch.*, 107, 267 S.
- FÜTTERER, D. K., GROBE, H. & GRÜNIG, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Wedell Sea: Relations and environmental conditions. - *Paleoceanography*, 3: 551-561.
- FÜTTERER, D. K. & MELLES, M. (1990): Sediment pattern in the southern Wedell Sea: Filchner Shelf and Filchner Depression. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Hrsg.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic: 381-401.
- GARDNER, W. D. & SULLIVAN, L. G. (1981): Benthic storms: Temporal variability in a deep ocean nepheloid layer. - *Science*, 213: 329-331.
- GELDORF, H. J. (1978): Development of a sedimentation balance. - Delft Univ. of T., Dept. of Civil Eng., Lab. of Fluid. Mech., Internal Report, 4, 31 S.
- GERLACH, S. A., THIEDE, J., GRAF, G. & WERNER, F. (1986): Forschungsschiff Meteor, Reise 2 vom 19. Juni bis 16. Juli 1986, Forschungsschiff Poseidon, Reise 128 vom 7. Mai bis 8. Juni 1986. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich* 313, 4, 140 S.
- GERLACH, S. A. & GRAF, G. (1991): Meteor Reise Nr. 13, 6. Juli - 24. August 1990. - Meteor-Berichte Nr. 91-2, Leitstelle Meteor, Institut für Meereskunde, Univers. Hamburg, 217 S.
- GIBBS, R. J., MATTHEWS, M. D. & LINK, D. A. (1971): The relationship between sphere size and settling velocity. - *Jour. Sed. Pet.*, 41: 7-18.
- GORDON, A. (1986): Inter-ocean exchange of thermocline water. - *Jour. Geophys. Res.*, 91 (C4): 5037-5046.
- GRABERT, B. (1971): Zur Eignung von Foraminiferen als Indikatoren für Sandwanderung. - *Deutsche Hydrogr. Zeitschr.*, 24: 1-14.
- GUY, H. P., SIMONS, D. B. & RICHARDSON, E. V. (1966): Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-61. - *Prof. Pap. US Geol. Surv.*, 462-1: 1-96.
- HAMICH, A. (1991): Sedimentologische Untersuchungen eines Kernes (GIK 21906-2) der Grönlandsee. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Teil 2, Univ. Kiel, 78 S.
- HARDY, R. C. & COTTINGTON, R. L. (1949): *Jour. Res. National Bureau of Standards*, 42: 573.
- HAUPT, B. J. (1994): Numerische Modellierung der Sedimentation im nördlichen Nordatlantik. - Unveröffentl. Dissertation, Univ. Kiel, 128 S.
- HAUPT, B. J., SCHÄFER-NETH, C. & STATTEGGER, K. (1995): 3-D numerical modelling of late Quaternary paleoceanography and sedimentation in the Northern North Atlantic. - *Geol. Rundsch.*, 84:137-150.
- HAUPT, B. J., SCHÄFER-NETH, C. & STATTEGGER, K. (im Druck): Modelling sediment drifts; a coupled oceanic circulation - sedimentation model of the Northern North Atlantic, *Paleoceanography*, im Druck.

- HEBBELN, D. (1992): Stratigraphie und Paläoozeanographie in der Framstraße. - Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, 174 S.
- HEBBELN, D. & WEFER, G. (1991): Effects of ice coverage and ice rafted material on sedimentation in the Fram Strait. - *Nature*, **350**: 409-411.
- HEBBELN, D., DOKKEN, T., ANDERSEN, E. S., HALD, M. & ELVERHØI, A. (1994): Moisture supply for the northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum. - *Nature*, **370**: 367-360.
- HEEZEN, B. C., HOLLISTER, C. D. & RUDDIMAN, W. F. (1966): Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. - *Science*, **152**: 502-508.
- HENRICH, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland-Sea during the last deglaciation. - *Geologische Rundschau*, **75**: 805-827.
- HENRICH, R. (1990): Cycles, rythms, and events in Quaternary Artic and Antarctic glaciomarine deposits. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Hrsg.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, Kluwer Academic Publishers, Netherlands: 213-244.
- HENRICH, R. (1991): Cycles, rythms, and events on high input and low input glaciated continental margins. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.: Cycles and events in Stratigraphy, Springer Verlag: 751-772.
- HENRICH, R. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimenteinfüsse im Zeitraum 2.6 Ma bis rezent. - Unveröffentl. Habilitaionsschrift, Math.-Nat. Fak., Univ. Kiel, 345 S.
- HENRICH, R., KASSENS, H., VOGELSANG, E. & THIEDE, J. (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. - *Marine Geology*, **86**: 283-319.
- HENRICH, R., WAGNER, T., GOLDSCHMIDT, P. & MICHELS, K. (1995): Depositional regimes in the Norwegian-Greenland Seas: The last two glacial to interglacial transitions. - *Geologische Rundschau*, **84**: 28-48..
- HIRSCHLEBER, H., THEILEN, F., BALZER, W., VON BODUNGEN, B. & THIEDE, J. (1988): Forschungsschiff Meteor, Reise 7 vom 1. Juni bis 28. September 1988. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, **10**, 257 S.
- HISCOTT, R. N., CREMER, M. & AKSU, A. E. (1989): Evidence from sedimentary structures for processes of sediment transport and deposition during Post-Miocene time at sites 645, 646, and 647, Baffin Bay and the Labrador Sea. - In: SRIVASTAVA, S. P., ARTHUR, M., CLEMENT, B. et al. (1989): *Proc. of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, Vol. **105**: 53-60.
- HJULSTRÖM, F. (1936): Transportation of detritus by moving water. - In: Trask, P. D. (Ed.): Recent marine sediments. Am. Assoc. Petr. Geol., Tulsa: 5-41.
- HOLLISTER, C. D. & ELDER, R. B. (1969): Contour currents in the Wedell Sea. - *Deep-Sea Research*, **16**: 99-101.
- HOLLISTER, C. D. & MCCAVE, I. N. (1984): Sedimentation under deep-sea storms. - *Nature*, **309**: 220-225.
- HOLLISTER, C. D. & NOWELL, A. R. M. (1991): Prologue: Abyssal storm as a global geologic process. - *Marine Geology*, **99**: 275-280.
- HOLTEDAHL, H. & BJERKLI, K. (1982): Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off More-Trondelag, W. Norway. - *Marine Geology*, **45**: 179-226.
- HONJO, S., MANGANINI, S. J. & POPPE, L. J. (1982): Sedimentation of lithogenic particles in the deep ocean. - *Marine Geology*, **50**: 199-220.
- HOPKINS, T. S. (1988): The GIN Sea. Review of the physical oceanography and literature from 1972. - Saclantcen Reports, Serial Nr. SR-124, July 1988.
- HSÜ, K. J. (1989): Physical principles of sedimentology. - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 233 S.

- HUIZHONG, W. & MCCAVE, I. N. (1990): Distinguishing climatic and current effects in Mid-Pleistocene sediments of Hatton- and Gardar-Drifts, NE Atlantic. - *Jour. of the Geolog. Soc. London*, **147**: 373-383.
- JANSEN, E., SEJRUP, H. P., FJAERAN, T., HALD, M., HOLTEDAHN, H. & SKARBO, O. (1983): Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. - *Nor. Geol. Tidsskr.*, **63**: 117-146.
- JANSEN, E. & BJØRKLUND, K. R. (1984): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15,000 BP to present: a multiparameter study. - In: E. JANSEN (Ed.): Late Quaternary Paleoceanography of the Norwegian Sea, Univ. Bergen, Bergen, Norway.
- KELLOGG, T. B. (1975): Late Quaternary changes in the Norwegian-Greenland sea. - In: BOWLING, S. A. & WELLER, G. (Hrsg.): Climate of the Arctic: 3-36.
- KELLOGG, T. B. (1980): Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian and Greenland Seas: Glacial-interglacial contrasts. - *Boreas*, **9**: 115-137.
- KELL, G. S. (1983): Volume properties of water. - In: WEAST, R. C. & ASTLE, M. J.: CRC Handbook of Chemistry and Physics, CRC Press, Boca Raton, Florida.
- KERR, R. A. (1980): A new kind of storm beneath the sea. - *Science*, **208**: 484-486.
- KILLWORTH, P. D. (1983): Deep convection in the world ocean. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**: 1-6.
- KOHL, A. (1994): Aktuopaläontologische Untersuchungen zu Verbreitung und Vertikalfluß von Diatomeen sowie ihre räumliche und zeitliche Entwicklung im Jungquartär des Europäischen Nordmeeres. - Dissertation, Math.-Nat. Fak. Univ. Kiel, 99 S.
- KOLTERMANN, K. P. (1987): Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres. - Dissertation, (Univ. Hamburg), 287 S.
- KOMAR, P. D. (1969): The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep-sea fan channel. - *Jour. Geophys. Res.*, **74**: 4544-4548.
- KOMAR, P. D. (1985): The hydraulic interpretation of turbidites from their grain sizes and sedimentary structures. - *Sedimentology*, **32**: 395-407.
- KOMAR, P. D. & REIMERS, C. E. (1978): Grain shape effects on settling rates. - *Jour. of Geology*, **86**: 193-209.
- KOMAR, P. D. & CLEMENS, K. E. (1986): The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. - *Jour. Sed. Pet.*, **56**: 258-266.
- KONTROVITZ, M., KILMARTIN, K. C. & SNYDER, S. W. (1979): Threshold velocities of tests of planktic foraminifera. - *J. Foram. Res.*, **9**: 228-232.
- KRANTZBERG, G. (1985): The influence of bioturbation on physical, chemical, and biological parameters in aquatic environments - a review. - *Environmental Pollution*, **39**: 99-122.
- KRONE, R. V. (1963): A study of rheologic properties of estuarial sediments. - Sanitary Engineering Research Laboratory Report 63-8, University of California, Berkeley, 91 S.
- KUENEN, P. H. (1968): Settling convection and grain-size analysis. - *Jour. Sed. Petr.*, **38**: 817-831.
- LAX, E. & SYNOWIETZ, C. (1967): Taschenbuch für Chemiker und Physiker, Band 1: Makroskopische physikalisch-chemische Eigenschaften. - Springer Verlag, Berlin.
- LEDBETTER, M. T. & ELLWOOD, B. B. (1980): Spatial and temporal changes in bottom-water velocity and direction from analysis of particle size and alignment in deep-sea sediments. - *Marine Geology*, **38**: 245-261.
- LOWE, D. R. (1979): Sediment gravity flows: their classification and some problems to its application to natural flows and deposits. - In: DOYLE, L. J. & PILKEY, O. H. (Hrsg.): Geology of the continental slopes. - *Soc. Econ. Paleo. Min. Spec. Publ.*, **27**: 75-84.
- MANTYLA, A. & REID, J. L. (1983): Abyssal characteristics of the world Ocean water, - *Deep-Sea Research*, **30**: 803-833.

- MARIANI, M., ARGNANI, A., ROVERI, M. & TRINCARDI, F. (1993): Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterranean: Seismic evidence of bottom-current activity. - *Sedimentary Geology*, **82**: 207-220.
- MAABEN, J. (1994): Stoffflüsse organischer Markerverbindungen am westlichen Barents See Kontinentalhang: Korrelation mit Transportprozessen. - Diss. Univ. Kiel, *Berichte Sonderforschungsbereich* 313.
- MCCAVE, I. N. (1984): Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. - In: Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W.: Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies, Geol. Soc. Special Publ., Blackwell, Oxford: 35-69.
- MICHELS, K. H. (1995): The decomposition of polymodal settling velocity distributions for a comprehensive sedimentological description of sand-sized samples. - *Sedimentology*, **42**: 31-38.
- MICROMERITICS (1978): Instruction manual: SediGraph particle size analyzer, 122 S.
- MIDDLETON, G. V. (1966a): Experiments on density and turbidity currents, II. Uniform flow of density currents. - *Can. Jour. Earth Sci.*, **3**: 627-637.
- MIDDLETON, G. V. (1966b): Small-scale models of turbidity currents and the criterion of autosuspension. - *Jour. Sed. Pet.*, **36**: 209-220.
- MIDDLETON, G. V. (1976): Hydraulic interpretation of sand size distributions. - *J. Geol.*, **84**: 405-426.
- MIDDLETON, G. V. & SOUTHARD, J. B. (1984): Mechanics of sediment movement. Lecture Notes for SEPM Short Course No. 3, 401 S.
- MIDTTUN, L. (1985): Formation of dense bottom water in the Barents Sea. - *Deep-Sea Research*, **32**: 1233-1241.
- MIGNIOT, C. (1968): Etude des propriétés physiques des différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. - *La Houille Blanche*, **7**: 591-620.
- MIENERT, J., KENYON, N. H., THIEDE, J. & HOLLENDER, F.-J. (1993): Polar continental margins: studies off East Greenland. - *Eos*, Transactions, American Geophysical Union, **74**: 225, 231, 234, 236.
- MILLER, M. C. & KOMAR, P. D. (1977): The development of sediment threshold curves for unusual environments (Mars) and for inadequately studied materials (foram sands). - *Sedimentology*, **24**: 709-721.
- MILLER, M. C., MCCAVE, I. N. & KOMAR, P. D. (1977): Threshold of sediment motion under unidirectional currents. - *Sedimentology*, **24**: 507-527.
- NANSEN, F. (1906): Northern waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic Seas in 1901 with a discussion of the origin of the Bottom Waters of the Northern Seas. - Vid.-selskab Skrifter I, Math.-Naturv. Klasse 1906, No. 3, Dybwad, Christiania, 145 S.
- NORMARK, W. R., HESS, G. R., STOW, D. A. V. & BOWEN, A. J. (1980): Sediment waves on the Monterey Fan levees: A preliminary physical interpretation. - *Marine Geology*, **37**: 1-8.
- OEHMIG, R. (1993): Entrainment of planktonic foraminifera: effect of bulk density. - *Sedimentology*, **40**: 9-14.
- OEHMIG, R. & MICHELS, K. H. (1994): The isolation of settling-velocity fractions of sand-size material: new possibilities for the settling tube technique. - *Jour. Sed. Res.*, A **64** (3), Sedimentary Petrology and Processes, Research Method Papers: 687-689.
- QUADFASSEL, D., GASCARD, J.-C. & KOLTERMANN, K. P. (1987): Large mesoscale oceanography in the Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. - *Jour. Geophys. Res.*, **92** (C7): 6719-6728.
- QUADFASSEL, D. & MEINCKE, J. (1987): Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyres. - *Deep-Sea Research*, **34**: 1883-1888.
- QUADFASSEL, D., RUDELS, B. & KURZ, K. (1988): Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. - *Deep-Sea Research*, **35**: 1143-1150.
- PARKER, F. L. & BERGER, W. H. (1971): Faunal and solution pattern of planktonic foraminifera in surface sediments in the South Pacific. - *Deep-Sea Res.*, **18**: 73-107.

- PEINERT, R., VON BODUNGEN, B. & SMETACEK, V. S. (1989): Food web structure and loss rate. - In: BERGER, W. H., SMETACEK, V. S. & WEFER, G. (Hrsg.): Productivity of the ocean: Present and past. - John Wiley and Sons Limited: 35-48.
- PETR, T. (1977): Bioturbation and exchange of chemicals in the mud-water interface. - In: GOLTERMAN, H. L. (Hrsg.): Interactions between sediments and fresh water. - W. Junk B. V., The Hague, Netherlands, Center for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen: 216-225.
- PFANNKUCHE, O., DUINKER, J. C., GRAF, G., HENRICH, R., THIEL, H. & ZEITSCHSEL, B. (1993): Meteor Reise Nr. 21, Nordatlantik 92, 16. März - 31. August 1992. - Meteor-Berichte Nr. 93-4, Leitstelle Meteor, Institut für Meereskunde, Univers. Hamburg, 281 S.
- PFIRMAN, S. L. & SOLHEIM, A. (1989): Subglacial meltwater discharge in the open-marine tidewater glacier environment: observations from Nordaustlandet, Svalbard Archipelago. - *Marine Geology*, 86: 265-281.
- PISIAS, N. G. (1983): Geologic time series from deep-sea sediments: Time scales and distortion by bioturbation. - *Marine Geology*, 51: 99-113.
- POWELL, R. D. (1984): Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tide water glacier sediment based on Quaternary samples. - *Marine Geology*, 57: 1-52.
- POWELL, R. D. & MOLNIA, B. F. (1989): Glaciomarine sedimentary processes, facies and morphology on the south-southeast Alaska shelf and fjords. - *Marine Geology*, 85: 359-390.
- RASMUSSEN, A. (1984): Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen islands, North Norway. - *Nor. Geol. Tidsskr.*, 64: 193-219.
- RICHARDSON, P. L. (1983): Eddy kinetic energy in the North Atlantic from surface drifters. - *Jour. Geophys. Research*, 88: 4355-4367.
- RICHARDSON, P. L., WIMBUSCH, M. & MAYER, L. (1981): Exceptionally strong near-bottom flows on the continental rise off Nova Scotia. - *Science*, 213: 887-888.
- ROMERO-WETZEL, M.-B. (1989): Struktur und Bioturbation des Makrobenthos auf dem Vøring-Plateau. - Dissertation, Math.-Nat. Fak., Univ. Kiel, 204 S.
- RUBEY, W. W. (1933): Settling velocity of gravel, sand, and silt particles. - *Am. Jour. Science*, 25: 325-338.
- RUDELS, B. (1989): The formation of polar surface water, the ice export and the exchange through the Fram Strait. - *Progr. Oceanogr.*, 22: 205-248.
- RUDELS, B. (1990): Haline convection in the Greenland Sea. - *Deep-Sea Research*, 37 (C): 1491-1511.
- RUDELS, B. (1993): High latitude ocean convection. - In: Stone, D. B. & Runcorn, S. K. (Hrsg.): Flow and creep in the solar system: Observations, modeling and theory, Kluwer, Dordrecht: 323-356.
- RUDELS, B., LARSSON, A.-M. & SEHLSTEDT, P.-I. (1991): Stratification and water mass formation in the Arctic Ocean: some implications for the nutrient distribution. - *Polar Research*, 10 (1).
- RUDELS, B. & QUADFASSEL, D. (1991): The Arctic Ocean component in the Greenland-Scotland overflow. - ICES, C. M. 1991, C: 30, unveröffentlichtes Dokument.
- RUDDIMAN, W. F., SHACKLETON, N. J. & MCINTYRE, A. (1986): North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years. - In: SUMMERHAYES, C. P. & SHACKLETON, N. J. (Hrsg.): North Atlantic Paleooceanography. - Geol. Soc. Am. Spec. Publ. 21: 155-173.
- RUMOHR, J. (im Druck): A high accumulation area on the continental slope off Northern Norway and the conception of winter water cascades. - *Deep-Sea Res.* (im Druck).
- RUMOHR, J. (in Vorber.): Fahrtbericht FS Poseidon, Reise Nr. 181.
- SAMTLEBEN, C. & BICKERT, T. (1990): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. - *Marine Micropaleontology*, 16: 39-64.
- SARGUNAM, A., RILEY, P., ARULANANDAN, P. & KRONE, R. B. (1973): Physico-chemical factors in erosion of cohesive soils. - *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 99 (HY3): 555-558.

- SARNTHEIN, M., JANSEN, E., ARNOLD, M., DUPLESSY, J. C., ERLÉNKEUSER, H., FLATOY, A., VEUM, T., VOGELSANG, E. & WEINELT, M. (1992): $\delta^{18}\text{O}$ -time slice reconstruction of meltwater anomalies at termination I in the North Atlantic between 50° and 80° N. - In: BARD, E. & BROECKER, W. S. (Hrsg.): The last deglaciation: Absolute and radiocarbon chronologies, Springer Verlag.
- SCHIFFELBEIN, P. (1984): Effect of benthic mixing on the information content of deep-sea stratigraphical signals. - *Nature*, **311**: 651-653.
- SCHRÖDER-RITZRAU, A. (1994): Aktuopaläontologische Untersuchungen zu Verbreitung und Vertikalfluß von Radiolarien sowie ihre räumliche und zeitliche Entwicklung im Jungquartär des Europäischen Nordmeeres. - Dissertation, Math.-Nat. Fak. Univ. Kiel, 99 S.
- SEJRUP, H. P., JANSEN, E., ERLÉNKEUSER, H. & HOLTEDAHN, H. (1984): New faunal and isotopic evidence on the Late Weichselian-Holocene oceanographic changes in the Norwegian Sea. - *Quaternary Research*, **21**: 74-84.
- SENGUPTA, S. & VEENSTRA, H. J. (1968): On sieving and settling techniques for sand analysis. - *Sedimentology*, **11**: 83-98.
- SHIELDS, A. (1936): Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. - *Mitteilungen Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, **26**: 1-42.
- SINGER, J. K., ANDERSON, J. B., LEDBETTER, M. T., MCCAVE, I. N., JONES, K. P. N. & WRIGHT, R. (1988): An assesment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments. - *Jour. Sed. Pet.*, **58**: 534-543.
- SMETHIE, W. M. J., Ostlund, H. G. & Loosli, H. H. (1986): Ventilation of the deep Greenland and Norwegian Seas: evidence from Krypton-85, Tritium, Carbon-14 and Argon-39. - *Deep-Sea Research*, **33** (5): 675-703.
- SÖDING, E. (1991): Beitrag zur quartären Entwicklung des westlichen Europäischen Nordmeeres anhand sedimentologischer Untersuchungen am Kern GIK 17728. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Teil 2, Univ. Kiel, 78 S.
- SOLHEIM, A. & PFIRMAN, S. L. (1985): Sea-floor morphology outside a grounded, surging glacier, Bråsvellbreen, Svalbard. - *Marine Geology*, **65**: 127-143.
- SOUTHARD, J. B., YOUNG, R. A. & HOLLISTER, C. A. (1971): Experimental erosion of calcareous ooze. - *J. Geophys. Res.*, **76**: 5903-5909.
- SPIELHAGEN, R. (1990): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre. - Dissertation, Math.-Naturwiss. Fakultät, Univ. Kiel, 89 Seiten.
- STEIN, R. (1985): Rapid grain-size analyzes of clay and silt fraction by SediGraph 5000D: Comparison with Coulter Counter and Atterberg methods. - Research Methods Paper, *Jour. Sed. Pet.*, **55**: 590-615.
- STENHOUSE, J. I. T. (1967): Settling of particles in dilute suspensions. - *Filtration and Separation*, **4**: 477-483.
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. B. P. (1979): Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. - *Earth Science Review*, **14**: 251-291.
- STOW, D. A. V. & SHANMUGAM, G. (1980): Sequences of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. - *Sediment. Geol.*, **25**: 23-42.
- STOW, D. A. V., FAUGÈRES, J.-C. & GONTHIER, E. (1986): Facies distribution and textural variation in Faro drift contourites: velocity fluctuation and drift growth. - *Marine Geology*, **72**: 71-100.
- STRUCK, U. (1992): Zur Paläo-Ökologie benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer während der letzten 600.000 Jahre. - Diss. Univ. Kiel, *Berichte Sonderforschungsbereich 313*, **38**: 129 S.
- SUESS, E. & ALTENBACH, A. (1992): Meteor Reise Nr. 17, Europäisches Nordmeer, 15 Juli - 29. August 1991. - Meteor-Berichte Nr. 92-3, Leitstelle Meteor, Institut für Meereskunde, Univers. Hamburg, 164 S.

- SUESS, E., KREMLING, K. & MIENERT, J. (1994): Meteor-Berichte No. 94-4, Nordatlantik 1993, Cruise No. 26, 24. August - 26. November 1993.
- SWIFT, J. H. & KOLTERMANN, K. P. (1988): The origin of Norwegian Sea Deep Water. - *Journal of Geophysical Research*, **93** (C4): 3563-3569.
- SWIFT, J. H. (1984): The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic. - *Deep-Sea Research*, **31**: 1339-1355.
- SWIFT, J. H., Takahashi, T. & Livingston, H. D. (1983): The contribution of Greenland and Barents Seas to the deep water of the Arctic Ocean. - *Journal of Geophysical Research*, **88**: 5981-5986.
- SWINDELLS, J. R. C. & GODFREY, T. B.: *Journal of Research, National Bureau of Standards*, **48** (1).
- SYVITSKI, J. P. M. (ED.) (1991): Principles, methods, and application of particle size analysis. - Cambridge University Press, Cambridge: 368 S.
- THIEDE, J., DIESEN, G. W., KNUDSEN, B.-E. & SNÅRE, T. (1986): Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea. - *Marine Geology*, **69**: 323-352.
- THIEDE, J. & HEMPEL, G. (1991): Die Expedition ARKTIS-VII/1 mit FS "Polarstern" 1990. - *Ber. Polarforsch.*, **80**, 137 S.
- THOMSEN, L. (1992): Untersuchungen zur Bodennepheloidschicht am westlichen Barentssee-Kontinentalhang. - Dissertation, Math.-Nat. Fak., Univ. Kiel, 96 S.
- THORPE, S. A. & WHITE, M. (1988): A deep intermediate nepheloid layer. - *Deep-Sea Research*, **35** (9A): 1665-1671.
- THUNNELL, R. C. & HONJO, S. (1981): Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. - *Mar. Micropal.*, **6**: 169-192.
- TRANGELED, S. (1974): Oceanography of the Norwegian and Greenland Seas and adjacent areas, Volume II - Survey of 1870 - 1970 literature. - Saclant ASW Res. Centre Memorandum SM-47, Italy.
- UNSÖLD, G. (1982): Der Transportbeginn rolligen Sohlmaterials in gleichförmigen turbulenten Strömungen: eine kritische Überprüfung der Shields-Funktion und ihre experimentelle Erweiterung auf feinstkörnige, nicht-bindige Sedimente. - Dissertation, Math.-Nat. Fak., Univ. Kiel, 145 S.
- VAN TASSELL, J. (1981): Silver abyssal plain carbonate turbidite: flow characteristics. - *Jour. Geol.*, **89**: 317-333.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. - Diss. Univ. Kiel, *Berichte Sonderforschungsbereich 313*, **23**: 137 S.
- VOGT, P. R. (1986): Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments. - In: Hurdle, B. G. (Hrsg.): The nordic seas. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York: 237-410.
- VORREN, T. O., LEBESBYE, E., ANDREASSEN, K. & LARSEN, K. B. (1989): Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. - *Marine Geology*, **85**: 251-272.
- WADELL, H. (1932): Volume, space, and roundness of rock particles. - *Jour. of Geology*, **40**: 443-451.
- WADELL, H. (1933): Sphericity and roundness of rock particles. - *Jour. of Geology*, **41**: 310-331.
- WAGNER, T. (1993): Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer. - Diss. Univ. Kiel, *Berichte Sonderforschungsbereich 313*, **42**: 138 S.
- WAGNER, T. & HENRICH, R. (1994): Organo- and lithofacies of glacial-interglacial deposits in the Norwegian-Greenland Sea: Responses to paleoceanographic and paleoclimatic changes. - *Marine Geology*, **120**: 335-364.
- WEINELT, M. (1993): Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen. - Diss. Univ. Kiel, *Berichte Sonderforschungsbereich 313*, **41**: 106 S.

- WEINELT, M., SARNTHEIN, M., ARNOLD, M. ERLLENKEUSER, H. & JANSEN, E. (1992): Meltwater episodes in the Norwegian-Greenland Sea during the last 60.000 years. - *GEOMAR-Report*, 15, 297 S.
- WILLIAMS, G. P. (1966): Particle roundness and surface texture effects on fall velocity. - *Jour. Sed. Pet.*, 36: 255-259.
- WORTHINGTON, L. V. (1970): 'The Norwegian Sea as a Mediterranean Basin'. - *Deep-Sea Res.*, 17: 77-84.
- YANG, C. T. (1973): Incipient motion and sediment transport. - *Jour. Hydraulics Division, Am. Soc. Civil Engrs.*, 99, HY 10: 1679-1704.
- YOON, S. H., CHOUGH, S. K., THIEDE, J. & WERNER, F. (1991): Late Pleistocene sedimentation on the Norwegian continental slope between 67° and 71° N. - *Marine Geology*, 99:187-207.
- YOUNG, R. A. & MANN, R. (1985): Erosion velocities of skeletal carbonate sands, St Thomas, Virgin Islands. - *Marine Geology*, 69: 171-185.
- ZANKE, U. (1982): *Grundlagen der Sedimentbewegung*. - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 402 S.
- ZENG, J., LOWE, D. R., PRIOR, D. B., WISEMAN, W. J. & BORNHOLD, B. D. (1991): Flow properties of turbidity currents in Bute Inlet, British Columbia. - *Sedimentology*, 38: 975-996.

DANK

Für die Anregung dieser Arbeit, zahlreiche Diskussionen und hilfreiche Kommentare, vor allem in der Endphase, möchte ich mich bei den beiden Betreuern Prof. Dr. J. Thiede und Prof. Dr. R. Henrich herzlich bedanken.

Die kooperative Haltung von Dr. G. Kuhn und Dr. R. Stein am Alfred-Wegener-Institut ermöglichte mir umfangreiche Meßprogramme am Sedigraphen und Lasergranulometer. Für ihre ständige Unterstützung bei diesen Arbeiten möchte ich ihnen herzlich danken. Die Probenmessungen an der Silt-Sedimentationswaage wurden durch die dankenswerte Kooperationsbereitschaft von Dr. G. Erdélyi ermöglicht.

Dr. J. Rumohr gebührt Dank für kritische Anmerkungen vor allem zur Meßtechnik.

Ein besonderer Dank gilt meinen Arbeitskollegen Michael Bobsien, Bernd J. Haupt und Franz-Joseph Hollender, die ständig bereit waren, bei technischen und informatischen Problemen Hifestellung zu leisten. Darüber hinaus bedanke ich mich bei Bernd J. Haupt für seine Diskussionsbereitschaft, die half, theoretische Ansätze in die Praxis umzusetzen.

Weiterhin gilt mein Dank:

- Helge Meggers für seine Diskussionsbereitschaft und die kritische Durchsicht des Manuskriptes,
- Susanne Schultz für die technische Hilfe, Durchführung der Reparaturen und zahlreichen Wartungstätigkeiten im Labor,
- Dr. Henning Bauch für die Hilfsbereitschaft beim Bestimmen von Foraminiferen und seine Diskussionsbereitschaft mikropaläontologischer Fragestellungen,
- Dr. Reinhard Oehmig für hilfreiche Tips,
- Dr. Britta Jünger für die Bereitstellung von unveröffentlichten Daten,
- allen Kollegen am SFB 313 und bei Geomar, die mir mit Rat und Tat beiseite standen,
- allen Freunden und Bekannten, die immer bereit waren, sich mit meinen Problemen im SFB 313 auseinanderzusetzen, aber auch die Erfolgserlebnisse mit mir teilten.

Einen ganz herzlichen Dank möchte ich meiner Familie aussprechen, die mir durch moralische und auch finanzielle Unterstützung das Studium ermöglichte und die schwierigen Phasen erleichterte.

Diese Arbeit entstand im Sonderforschungsbereich 313, der durch Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel gefördert wird.

LISTE DER ABBILDUNGEN UND TABELLEN

ABBILDUNGEN

- Abb. 1: Übersicht über das Europäische Nordmeer mit der Bathymetrie und den wichtigsten geographischen Einheiten.
- Abb. 2: Hydrographischer Überblick über das Europäische Nordmeer mit den wichtigsten Oberflächenströmungen und den wichtigsten Bodenströmungen.
- Abb. 3: Hangneigungen im Europäischen Nordmeer.
- Abb. 4: Schematische Darstellung der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung eines Akkumulations-Sedimentes, eines strömungssortierten Sedimentes und eines Restsedimentes .
- Abb. 5: Die wichtigsten biologischen und physikalischen Einflüsse auf die Sedimentakkumulation.
- Abb. 6: Errechnete Schubspannungskoeffizienten C_D runder Partikel als Funktion der Reynolds-Zahl Re und der Partikel-Konzentration.
- Abb. 7: Vergleich der Strömungsgeschwindigkeits-Profile einer turbulenten und laminaren Grenzschicht.
- Abb. 8: Lage der Beprobungspunkte für die Großkastengreifer- und Kastenlotproben im Europäischen Nordmeer, die für die Untersuchungen von Sortierungseffekten und zur Rekonstruktion von Paläo-Strömungsintensitäten in dieser Arbeit verwendet wurden.
- Abb. 9: Schematische Darstellung der wichtigsten Bauelemente der Sedimentationswaage.
- Abb. 10: Darstellung der Probenmenge, bei der in Abhängigkeit von einer mittleren Korngröße einerseits eine repräsentative Anzahl an Partikeln in der Probe vorhanden sind und andererseits Störeinflüsse auf das Sinken einzelner Partikel durch eine zu hohe Partikelkonzentration in der Wassersäule minimiert sind.
- Abb. 11: Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Grobfraction von der Probe aus 263 cm Kerntiefe in Kastenlot 17728.
- Abb. 12 a: Wiederholungsmessungen zweier Splits der Probe aus 136 cm Tiefe in Kastenlot 17728.
- Abb. 12 b: Wiederholungsmessungen zweier Splits der Oberflächenprobe von Kernposition 21875.
- Abb. 13: Schematische Darstellung der wichtigsten Elemente des Separators.
- Abb. 14: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der drei wichtigsten benthischen und planktischen Foraminiferenarten im Europäischen Nordmeer.
- Abb. 15: Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Probe 2,5 bis 5 cm aus Großkastengreifer 23063.
- Abb. 16a: Die Peaks der einzelnen Foraminiferenarten werden sukzessive von der Ausgangs-Sinkgeschwindigkeits-Verteilung subtrahiert.
- Abb. 16b: Zusammensetzung der Probe 2,5 bis 5 cm aus Großkastengreifer 23063.
- Abb. 17: Jeweils 4 Beispiele für Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen von Restsedimenten, sortierten Sedimenten und Akkumulationssedimenten.
- Abb. 18: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 21880.
- Abb. 19: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 21875.
- Abb. 20: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 17728.
- Abb. 21: Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 23453.

- Abb. 22:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 21882.
- Abb. 23a:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Sedimentes aus 202 cm Kernteufe von Kastenlot 23059.
- Abb. 23b:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Feinfraktion der Probe aus 202 cm Kernteufe von Kastenlot 23059.
- Abb. 24:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Sedimentes aus 260,5 cm Kernteufe von Kastenlot 21906.
- Abb. 25:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 23359.
- Abb. 26:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Sedimentes aus 190 cm Kernteufe von Kastenlot 23352.
- Abb. 27:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Sedimentes aus 191 cm Kernteufe von Kastenlot 17728.
- Abb. 28a:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Grobfraktion des Oberflächensedimentes von Probenposition 23065.
- Abb. 28b:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Feinfraktion des Oberflächensedimentes von Probenposition 23065.
- Abb. 29:** Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Grob- und Feinfraktionen des Oberflächensedimentes von Probenposition 21909.
- Abb. 30:** Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme der kristallinen Oberfläche von *N. pachyderma*.
- Abb. 31:** Vergleich der Kurven des Transportbeginns bei Strömungen für unterschiedliche Korngrößen nach HJULSTRÖM (1936), MILLER *et al.* (1977) und ZANKE (1982).
- Abb. 32:** Regressionsgerade zwischen halbautomatisch mit einem Bildanalysesystem bestimmten Gehäusedurchmessern der Foraminiferenart *N. pachyderma* aus einer separierten Sinkgeschwindigkeitsfraktion und den Sinkgeschwindigkeitswerten des Maximums in dieser Fraktion.
- Abb. 33:** Nikuradze-Diagramm.
- Abb. 34:** Regressionsgerade zwischen halbautomatisch mit einem Bildanalysesystem bestimmten Quarzkorngrößen aus einer separierten Sinkgeschwindigkeitsfraktion und den Sinkgeschwindigkeitswerten des Maximums in dieser Fraktion.
- Abb. 35:** Durch Korrelation mit transportäquivalenten *N. pachyderma*-Gehäusen errechnete Dichten für gemessene Quarzkorndurchmesser.
- Abb. 36a bis c:** Karten mit den maximalen Strömungsintensitäten, die an Oberflächenproben mit unterschiedlichen Rekonstruktionsverfahren berechnet wurden.
- Abb. 37:** Karte, die den erosiven, sortierten oder akkumulativen Charakter der Strömungsbeeinflussung des Sedimentes darstellt.
- Abb. 38:** Kernpositionen, an denen auf Grund der Hangneigung 'Autosuspension' als Bildungsprozeß der gut sortierten Oberflächensedimente möglich ist.
- Abb. 39:** Turbiditische Strömungsgeschwindigkeiten, die mit Hilfe von Bagnolds Autosuspension-Kriterium für gut sortierte Sedimente unter Annahme einer Turbidit-Mächtigkeit von 10 Metern errechnet wurden.
- Abb. 40:** Turbiditische Dichten, die mit Hilfe von Bagnolds Autosuspension-Kriterium für gut sortierte Sedimente unter Annahme einer Turbidit-Mächtigkeit von 10 Metern errechnet wurden.

- Abb. 41:** Karte, die die Strömungsintensitäten zeigt, die das Sediment während des letzten glazialen Maximums (LGM) an den 9 Probenpositionen geprägt haben, von denen Sedimentkerne untersucht wurden.
- Abb. 42:** Strömungsprofile der Sauerstoffisotopen-Stadien 6, 5, 2 und 1 der Kerne von der südlichen Kerntraverse.
- Abb. 43:** Strömungsprofile der Sauerstoffisotopen-Stadien 6, 5, 2 und 1 der Kerne von der nördlichen Kerntraverse.
- Abb. 44:** Frequenzspektren der Kreuz-Spektralanalyse von Strömungsintensitäten mit den SPECMAP-Daten für die Kerne 23065 und 23454.
- Abb. 45:** Strömungsprofile der Sauerstoffisotopen-Stadien 6, 5, 2 und 1 der Kerne von der südlichen Kerntraverse im Vergleich mit den Lithofaziestypen nach HENRICH (1992).
- Abb. 46:** Strömungsprofile der Sauerstoffisotopen-Stadien 6, 5, 2 und 1 der Kerne von der nördlichen Kerntraverse im Vergleich mit den Lithofaziestypen nach HAMICH (1991) und SÖDING (1991).

TABELLEN

- Tabelle 1:** Proben, bei denen Wiederholungsmessungen vorgenommen wurden.
- Tabelle 2:** Tabelle mit den Bearbeitern der Stratigraphien der untersuchten Kerne.
- Tabelle 3:** Faktorladungsmatrix für die Proben aus Kern 17728.
- Tabelle 4:** Faktorladungsmatrix für die Proben aus Kern 21906.
- Tabelle 5:** Faktorladungsmatrix für die Proben aus Kern 23065.
- Tabelle 6:** Faktorladungsmatrix für die Proben aus Kern 23071.
- Tabelle 7:** Faktorladungsmatrix für die Oberflächenproben.

LISTE DER GLEICHUNGEN

$$\rho_f = \frac{\left(999,83952 + 16,945176T - 7,9870401 \times 10^{-3} T^2 - 46,170461 \times 10^{-6} T^3 + \right. \\ \left. 105,56302 \times 10^{-9} T^4 - 280,54253 \times 10^{-12} T^5 \right)}{(1 + 16,879850 \times 10^{-3} T)} + \omega S \quad (1)$$

$$\log_{10} \eta = \frac{1301}{998,333 + 8,1855(T - 20) + 0,00585(T - 20)^2} - 1,30233 + 10^{\delta S} \quad (2)$$

$$\log_{10} \frac{\eta}{\eta_{20}} = \frac{1,3272(20 - T) - 0,001053(T - 20)^2}{T + 105} \quad (3)$$

$$g(\lambda) = g_e (1 + \alpha \sin^2 \lambda + \beta \sin^4 \lambda) + m_e \gamma \quad (4)$$

$$\text{Re} = \frac{w_s D}{\nu} \quad (5)$$

$$C_D = \frac{4(\rho_s - \rho_f)gD}{3\rho_f w_s^2} \quad (6)$$

$$\rho_s = \frac{3}{4} \rho_f C_D \left(\frac{w_s^2}{gD} \right) + \rho_f \quad (7)$$

$$\text{Re} = \frac{u^* D}{\nu} = \sqrt{\frac{\tau_t}{\rho_f}} \frac{D}{\nu} \quad (8)$$

$$\theta_t = \frac{\tau_t}{(\rho_s - \rho_f)gD} = \frac{\rho_f u^{*2}}{(\rho_s - \rho_f)gD} \quad (9)$$

$$\frac{u_z}{u^*} = 2,5 \cdot \ln 9,0 \frac{u^* z}{\nu} \quad (10)$$

$$u^* = \sqrt{0,4(\rho_s - \rho_f) \cdot w_s} \quad (11a)$$

$$u^* = 0,4 w_s \quad (11b)$$

$$u_{cm} = 2,8 \sqrt{\left(\frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \right) g D} + 14,7 \frac{v}{D} c \quad (12)$$

$$u^2 = \frac{\frac{\rho_T - \rho_f}{\rho_f} g H \tan \sigma}{\frac{C_f}{1 + \varepsilon}} \quad (13)$$

$$\bar{u} \geq \frac{w_s}{\tan \sigma} \quad (14)$$

$$\sin \sigma = \frac{C_f}{2 \left(\frac{(\rho_T - \rho_f) g H}{\rho_f \bar{u}^2} \right)} + \frac{w_s}{\bar{u}} \quad (15)$$

$$w_m = \frac{-3\eta + \sqrt{9\eta^2 + gr^2 \rho_f (\rho_s - \rho_f) (0,015476 + 0,19841r)}}{\rho_f (0,011607 + 0,14881r)} \quad (16)$$

$$r = \frac{0,055804 w_s^2 \rho_f + \sqrt{0,003114 w_s^4 + \left[g (\rho_s - \rho_f) (4,5 \eta w_s + 0,008705 w_s^2 \rho_f) \right]}}{g (\rho_s - \rho_f)} \quad (17)$$

$$w_m = \frac{1}{18} \frac{\rho_s - \rho_f}{\eta} g D^2 \quad (18)$$

$$D = \sqrt{\frac{18\eta}{(\rho_s - \rho_f)g}} \quad (19)$$

$$u_{100} = \frac{1}{2} H \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (20)$$

Anhang

Verzeichnis der Tabellen im Anhang:	Seite
Tab. A-1: Liste aller Stationen, von denen Proben bearbeitet wurden	II
Tab. A-2: <i>N. pachyderma</i> -Gehäusegrößen, gemessen mit halbautomatischer Bildanalyse	V
Tab. A-3: Terrigenpartikel-Korngrößen, gemessen mit halbautomatischer Bildanalyse	V
Tab. A-4: Hydrodynamische Parameter der Oberflächenproben	VI
Tab. A-5: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23059	IX
Tab. A-6: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23065	XI
Tab. A-7: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23071	XIII
Tab. A-8: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23244	XV
Tab. A-9: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23352	XVI
Tab. A-10: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23353	XVII
Tab. A-11: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 17728	XVIII
Tab. A-12: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 21906	XIX
Tab. A-13: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23454	XX
Tab. A-14: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse der Oberflächenproben	XXIII
Tab. A-15: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse von Kern 23065	XXV
Tab. A-16: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse von Kern 23071	XXVII
Tab. A-17: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse von Kern 17728	XXIX
Tab. A-18: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse von Kern 21906	XXX
Tab. A-19: Kerntiefen, die im Korngrößenspektrum $>37\ \mu\text{m}$ in der Sedimentationswaage und $< 63\ \mu\text{m}$ im Sedigraphen gemessen wurden	XXXI
Tab. A-20: Parameter der Turbidite.	XXXII
Tab. A-21: Verzeichnis der Dateien bearbeiteter Sinkgeschwindigkeits- und Korngrößenverteilungen	XXXIII

Tabelle A-1: Liste aller Stationen, von denen Proben bearbeitet wurden.

Kern-Nr.	Gerät	Nördl. Breite [°] dezimal	Geogr. Länge [°] dezimal	Meerestiefe [m]	Erdbeschl. [m/s ²]	Expedition Schiff - Reise
17717-2	GKG	71,42	21,5	385	982,77	Meteor 13
17719-2	GKG	72,15	12,59	1820	983,25	Meteor 13
17722-3	GKG	75	14	1763	983,37	Meteor 13
17724-1	GKG	76	8,33	2352	983,60	Meteor 13
17725-1	GKG	77,46	4,58	2577	983,73	Meteor 13
17726-1	GKG	77,5	3,56	2949	983,84	Meteor 13
17728-1	GKG	76,52	3,96	2473	983,66	Meteor 13
17728-2	KAL	76,49	3,92	2485	983,66	Meteor 13
17729-1	GKG	75	0	3770	983,99	Meteor 13
17730-2	GKG	73,01	7,39	2707	983,57	Meteor 13
17732-2	GKG	71,61	4,21	3102	983,62	Meteor 13
17734-2	GKG	67,77	5,97	1274	982,83	Meteor 13
17738-2	GKG	67,65	5,79	1423	982,87	Meteor 13
17746-1	GKG	67,09	2,91	1305	982,80	Meteor 13
21842-5	GKG	69,46	-16,52	983	982,84	Polarstern ARK-VII/1
21843-5	GKG	69,47	-16,38	943	982,83	Polarstern ARK-VII/1
21845-2	GKG	69,46	-15,76	922	982,83	Polarstern ARK-VII/1
21846-3	GKG	69,44	-15,3	1427	982,98	Polarstern ARK-VII/1
21852-1	GKG	70,25	-15,82	1105	982,93	Polarstern ARK-VII/1
21855-1	GKG	70,6	-14,61	1855	983,18	Polarstern ARK-VII/1
21856-2	GKG	70,64	-14,45	670	982,82	Polarstern ARK-VII/1
21857-1	GKG	70,48	-14,51	908	982,88	Polarstern ARK-VII/1
21864-1	GKG	70,32	-8,65	458	982,73	Polarstern ARK-VII/1
21865-1	GKG	70,54	-8,83	204	982,67	Polarstern ARK-VII/1
21873-1	GKG	72,3	-11,3	2109	983,35	Polarstern ARK-VII/1
21874-1	GKG	72,49	-12,61	509	982,87	Polarstern ARK-VII/1
21875-7	GKG	72,55	-12,25	2376	983,44	Polarstern ARK-VII/1
21876-1	GKG	72,81	-12,77	2592	983,52	Polarstern ARK-VII/1
21877-1	GKG	72,48	-13,07	2649	983,53	Polarstern ARK-VII/1
21878-2	GKG	73,25	-9,02	3038	983,68	Polarstern ARK-VII/1
21880-3	GKG	73,55	-9,08	333	982,86	Polarstern ARK-VII/1
21882-1	GKG	73,59	-8,4	3169	983,74	Polarstern ARK-VII/1
21886-3	GKG	73,54	-9,09	260	982,84	Polarstern ARK-VII/1
21892-1	GKG	73,73	-9,63	3125	983,73	Polarstern ARK-VII/1
21893-1	GKG	74,87	-10,11	3245	983,82	Polarstern ARK-VII/1
21894-7	GKG	75,81	-8,26	1992	983,48	Polarstern ARK-VII/1
21895-9	GKG	75,41	-7,31	3358	983,88	Polarstern ARK-VII/1
21898-6	GKG	74,99	-4,97	3595	983,94	Polarstern ARK-VII/1
21900-7	GKG	74,53	-2,34	3538	983,90	Polarstern ARK-VII/1
21901-1	GKG	75,94	-3,74	3588	983,98	Polarstern ARK-VII/1
21902-3	GKG	77,43	-5,77	422	983,06	Polarstern ARK-VII/1
21903-1	GKG	77,28	-5,02	1182	983,29	Polarstern ARK-VII/1
21904-1	GKG	77,09	-3,99	1795	983,47	Polarstern ARK-VII/1
21905-1	GKG	76,92	-3,38	1761	983,45	Polarstern ARK-VII/1
21906-1	GKG	76,84	-2,15	2990	983,83	Polarstern ARK-VII/1
21906-2	KAL	76,81	-2,55	2939	983,81	Polarstern ARK-VII/1
21908-1	GKG	76,32	-1,07	2497	983,66	Polarstern ARK-VII/1
21909-1	GKG	76,11	-1,01	2488	983,64	Polarstern ARK-VII/1
21910-1	GKG	75,62	-1,32	2448	983,61	Polarstern ARK-VII/1
21911-1	GKG	75,06	-2,98	2326	983,55	Polarstern ARK-VII/1
21912-7	GKG	74,58	-2,91	3727	983,96	Polarstern ARK-VII/1
21913-1	GKG	74,48	-5,41	2857	983,69	Polarstern ARK-VII/1
21914-5	GKG	73,97	-7,66	1783	983,33	Polarstern ARK-VII/1
2200-2	GKG	85,33	-14	1074	983,47	Polarstern ARK-VIII/3

Kern-Nr.	Gerät	Nördl. Breite [°] dezimal	Geogr. Länge [°] dezimal	Meerestiefe [m]	Erdbeschl. [m/s²]	Expedition Schiff - Reise
2202-2	GKG	85,11	-14,38	1083	983,47	Polarstern ARK-VIII/3
2209-1	GKG	83,23	8,57	4046	984,35	Polarstern ARK-VIII/3
2210-1	GKG	83,05	10,13	3949	984,32	Polarstern ARK-VIII/3
2210-2	GKG	83,04	10,11	3897	984,30	Polarstern ARK-VIII/3
2212-5	GKG	82,07	15,77	2585	983,87	Polarstern ARK-VIII/3
2213-1	GKG	80,47	8,21	897	983,31	Polarstern ARK-VIII/3
2214-1	GKG	80,27	6,63	552	983,20	Polarstern ARK-VIII/3
2215-2	GKG	79,71	5,26	2019	983,63	Polarstern ARK-VIII/3
23055-2	GKG	68,42	4,02	2308	983,19	Meteor 2
23059-2	GKG	70,31	-3,12	2283	983,30	Meteor 2
23059-3	KAL	70,28	-3,44	2281	983,29	Meteor 2
23060-2	GKG	70	-3	3229	983,57	Meteor 2
23063-2	GKG	68,75	0,01	2302	983,21	Meteor 2
23065-3	KAL	68,46	0,02	2802	983,35	Meteor 2
23067-2	GKG	68,09	1,43	2837	983,33	Meteor 2
23069-2	GKG	67,67	1,6	1894	983,02	Meteor 2
23071-2	GKG	67,09	2,91	1306	982,80	Meteor 2
23071-3	KAL	67,03	2,33	1308	982,80	Meteor 2
23074-3	GKG	66,67	4,91	1159	982,73	Meteor 2
23244-2	GKG	69,37	8,67	2162	983,20	Meteor 7
23269-2	GKG	71,44	0,66	2872	983,54	Meteor 7
23269-2	GKG	71,44	0,66	2872	983,54	Meteor 7
23342-3	GKG	71,63	-8,42	1958	983,27	Meteor 7
23343-4	GKG	72,21	-12,98	2408	983,44	Meteor 7
23345-2	GKG	71,67	-14,31	1387	983,09	Meteor 7
23351-4	GKG	70,36	-18,35	1679	983,11	Meteor 7
23352-2	GKG	70,01	-12,43	1822	983,14	Meteor 7
23352-3	KAL	70,02	-12,41	1819	983,14	Meteor 7
23353-2	GKG	70,57	-12,73	1401	983,04	Meteor 7
23353-5	KAL	70,57	-12,7	1394	983,04	Meteor 7
23354-4	GKG	70,33	-10,63	1745	983,13	Meteor 7
23357-2	GKG	70,96	-5,55	1706	983,15	Meteor 7
23359-2	GKG	65,53	-4,15	2821	983,16	Meteor 7
23373-1	GKG	67,01	2,92	1338	982,80	Meteor 17
23386-1	MUC	75,14	13,13	2170	983,50	Meteor 17
23398-2	GKG	76,44	8,99	2224	983,58	Meteor 17
23400-3	GKG	72,86	-7,71	2642	983,54	Meteor 17
23402-2	GKG	68,73	0,17	2439	983,25	Meteor 17
23405-5	GKG	74,91	27,58	370	982,94	Meteor 17
23407-3	GKG	75	28	340	982,93	Meteor 17
23408-4	GKG	74,92	27,58	371	982,94	Meteor 17
23411-5	GKG	65,8	-3,5	2908	983,21	Meteor 17
23413-1	GKG	54,78	-18,44	1052	981,79	Meteor 17
23417-7	GKG	50,67	-19,44	3843	982,30	Meteor 17
23419-5	GKG	54,96	-19,76	2836	982,36	Meteor 17
23421-4	GKG	64	-9,1	658	982,39	Meteor 21
23423-3	GKG	65,53	-4,11	2788	983,15	Meteor 21
23424-3	GKG	70,04	-0,03	3247	983,58	Meteor 21
23426-4	GKG	72,24	11,07	2075	983,34	Meteor 21
23428-2	GKG	74,13	21,15	335	982,89	Meteor 21
23429-3	BG	74,58	21	100	982,84	Meteor 21
23430-3	BG	74,68	20,83	80	982,84	Meteor 21
23431-2	BG	74,77	20,62	60	982,84	Meteor 21
23432-2	BG	74,87	20,41	54	982,84	Meteor 21
23433-1	BG	75,31	20,26	43	982,86	Meteor 21
23439-1	GKG	74,91	15,87	390	982,95	Meteor 21

ANHANG

Kern-Nr.	Gerät	Nörtl. Breite [°] dezimal	Geogr. Länge [°] dezimal	Meerestiefe [m]	Erdbeschl. [m/s²]	Expedition Schiff - Reise
23449-8	GKG	75,02	17,8	115	982,87	Meteor 21
23450-2	BG	75,78	18,24	74,5	982,89	Meteor 21
23451-1	BG	75,15	18,57	39	982,85	Meteor 21
23453-1	GKG	76,48	8,74	2016	983,51	Meteor 21
23454-2	GKG	76,75	8,2	2126	983,56	Meteor 21
23454-1	KAL	76,7	8,93	2144	983,56	Meteor 21
23455-2	GKG	76,87	8,41	2362	983,64	Meteor 21
23456-6	GKG	77,07	6,34	2200	983,59	Meteor 21
23457-3	GKG	76,64	6,4	2259	983,60	Meteor 21
23458-3	GKG	75,99	6,36	2192	983,55	Meteor 21
23459-2	GKG	75,88	5,48	2574	983,66	Meteor 21
225	MUC	74,85	15,98	371	982,94	Poseidon 181
245	MUC	74,99	14,71	1348	983,24	Poseidon 181

GKG= Großkastengreifer, KAL= Kastenlot, BG= Backengreifer, MUC= Multicorer

Die Positionsdaten und Wassertiefen sind folgenden Fahrtberichten entnommen:

Meteor 2: *Gerlach et al. (1986)*
 Meteor 7: *Hirschleber et al. (1988)*
 Meteor 13: *Gerlach & Graf (1991)*
 Meteor 17: *Suess & Altenbach (1992)*
 Meteor 21: *Pfannkuche et al. (1993)*
 Polarstern ANT-VII/1: *Thiede & Hempel (1991)*
 Polarstern ANT-VIII/3: *Fütterer (1992)*
 Poseidon 181: *Rumohr (in Vorber.)*

Tabelle A-2: *N. pachyderma* Gehäusegrößen, gemessen mit halbautom. Bildanalyse.

Kern-Nr., Tiefe	gemessene Gehäusegr. [µm]	Sinkgeschw. [PSI]	Kern-Nr., Tiefe	gemessene Gehäusegr. [µm]	Sinkgeschw. [PSI]
17725-1, Oberfl.	253	-0,72	2185-3, 2 cm	273	-0,74
21864-1, Oberfl.	279	-0,92	21864-1, Oberfl.	279	-0,92
21895-9, Oberfl.	225	-0,54	21895-9, Oberfl.	264	-0,92
21898-6, Oberfl.	214	-0,44	21898-6, Oberfl.	261	-0,84
21901-1, Oberfl.	271	-0,82	21901-1, Oberfl.	226	-0,42
21908-1, Oberfl.	260	-0,9	21906, 260 cm	282	-0,9
21908-1, Oberfl.	236	-0,65	21906, 260 cm	235	-0,52
21911-1, Oberfl.	269	-0,8	21906, 270 cm	282	-0,94
21914-5, Oberfl.	291	-0,94	21906, 270 cm	245	-0,3
23059-3, Oberfl.	267	-0,88	21906, 294 cm	221	-0,42
23059-3, Oberfl.	237	-0,46	21908-1, Oberfl.	222	-0,4
23065-3, Oberfl.	274	-0,82	21911-1, Oberfl.	231	-0,34
23065-3, Oberfl.	240	-0,5	21914-5, Oberfl.	261	-0,68
23352-2, Oberfl.	257	-0,76	23055-2, Oberfl.	272	-0,56
23359-2, Oberfl.	298	-0,9	23059, 10 cm	271	-0,86
23411-5, Oberfl.	286	-0,9	23059, 16 cm	284	-0,88
23423-3, Oberfl.	287	-0,94	23059, 24 cm	288	-0,96
23423-3, Oberfl.	246	-0,52	23059, 28 cm	295	-1
17725-1, Oberfl.	232	-0,26	23059, 30 cm	310	-1,04
17726-1, Oberfl.	244	-0,32	23059, 35 cm	297	-1,04
17738-2, Oberfl.	268	-0,6	23059-2, 6 cm	292	-0,84
21846-3, Oberfl.	250	-0,46	23059-2, 8 cm	272	-0,84
2185-3, 10 cm	278	-0,72	23060-2, Oberfl.	256	-0,18
2185-3, 12 cm	286	-0,86	23352, 240 cm	252	-0,7
2185-3, 14 cm	291	-0,84	23359-2, Oberfl.	246	-0,54
2185-3, 4 cm	295	-0,76	23359-2, Oberfl.	226	0,16
2185-3, 6 cm	283	-0,76	23402-2, Oberfl.	261	-0,4
2185-3, 8 cm	288	-0,86	23411-5, Oberfl.	255	-0,52
2185-3, 0 cm	294	-0,84	23411-5, Oberfl.	200	0,26

Tabelle A-3: Terrigenpartikel-Korngrößen, gemessen mit halbautom. Bildanalyse.

Kern-Nr., Tiefe	gemessene Korngröße [µm]	Sinkgeschw. [PSI]	Kern-Nr., Tiefe	gemessene Korngröße [µm]	Sinkgeschw. [PSI]
21864, Oberfl.	248	-0,92	23059, 163 cm	155	0,02
17738, Oberfl.	141	-0,05	23065, 29 cm	163	-0,12
17738, Oberfl.	165	-0,6	23071, Oberfl.	153	0,5
21864, Oberfl.	210	-0,92	23071, 224 cm	229	-0,88
21895, Oberfl.	147	-0,54	23074, Oberfl.	158	-0,3
21906, 200 cm	161	-0,12	23074, Oberfl.	183	-0,5
21906, 260 cm	197	-0,52	23244, 261 cm	133	0,28
21906, 270 cm	187	-0,3	23244, 40 cm	217	-0,98
21906, 272 cm	181	-0,32	23352, 240 cm	209	-0,7
21906, 294 cm	190	-0,42	23352, 272 cm	172	-0,36
21906, 5 cm	135	0,28			

Tabelle A-4: Hydrodynamische Parameter der Oberflächenproben.

Kern	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. Bagnold [cm/s]	Strömungsint. exp.-emp.[cm/s]	Strömungsint. Zanke [cm/s]	Sedimenttyp der Sort.	Charakter des Ström.-einfl.
225	0,44	117	11,56	21,29	6,71	Quarz	Akkumul.
245	0,76	94	9,06	20,08	5,25	Quarz	Akkumul.
23244	-0,34	239	13,32	22,72	12,02	CaCO ₃	Akkumul.
17717-2	0,76	94	9,06	20,08	5,34	Quarz	Akkumul.
17719-2	0,58	171	6,31	19,86	5,91	CaCO ₃	Akkumul.
17722-3	1,32	117	4,03	19,60	3,38	CaCO ₃	Akkumul.
17724-1	-0,36	240	13,72	23,01	12,22	CaCO ₃	Gut sortiert
17725-1	-0,26	232	13,37	23,64	11,37	CaCO ₃	Restsed.
17726-1	-0,32	244	13,13	22,86	11,84	CaCO ₃	Restsed.
17728-1	-0,42	181	22,26	24,07	12,97	Quarz	Restsed.
17729-1	0,7	98	9,49	20,27	5,50	Quarz	Gut sortiert
17730-2	-0,46	248	15,25	23,76	13,23	CaCO ₃	Gut sortiert
17732-2	0,16	202	9,38	22,14	8,22	CaCO ₃	Akkumul.
17734-2	-0,16	226	11,84	22,69	10,49	CaCO ₃	Akkumul.
17738-2	-0,6	268	16,75	24,11	14,69	CaCO ₃	Gut sortiert
17746-1	-0,2	229	12,22	22,77	10,81	CaCO ₃	Akkumul.
21842-5	0,04	147	15,68	22,60	9,12	Quarz	Akkumul.
21843-5	-0,2	164	18,82	23,38	10,95	Quarz	Akkumul.
21845-2	-0,02	151	16,42	22,81	9,55	Quarz	Akkumul.
21846-3	-0,14	160	15,27	23,85	13,22	Quarz	Akkumul.
21852-1	-0,3	172	20,31	23,65	11,82	Quarz	Akkumul.
21855-1	-0,08	156	15,25	23,76	13,22	Quarz	Gut sortiert
21857-1	-0,16	161	18,26	23,26	10,62	Quarz	Akkumul.
21864-1	0,68	99	24,23	26,89	18,93	Quarz	Akkumul.
21865-1	-1,02	225	35,03	25,72	20,46	Quarz	Gut sortiert
21873-1	-0,48	249	15,54	23,85	13,43	CaCO ₃	Akkumul.
21874-1	0	214	10,11	21,76	9,25	CaCO ₃	Akkumul.
21875-7	-1,2	238	40,16	26,19	23,48	Quarz	Restsed.
21876-1	-0,26	233	12,98	23,15	11,34	CaCO ₃	Akkumul.
21877-1	-0,28	235	13,17	23,18	11,52	CaCO ₃	Akkumul.
21878-2	-0,26	233	12,98	23,15	11,34	CaCO ₃	Akkumul.
21880-3	-2	297	73,36	27,91	43,03	Quarz	Restsed.
21882-1	0,16	138	14,17	23,12	12,61	Quarz	Gut sortiert
21886-3	-0,18	163	19,87	25,34	16,43	Quarz	Restsed.
21893-1	0,1	142	15,26	23,76	13,23	Quarz	Gut sortiert
21894-7	0,02	148	13,72	23,01	12,23	Quarz	Akkumul.
21895-9	-0,54	147	13,94	23,06	12,41	Quarz	Akkumul.
21895-9	-0,04	153	16,68	22,87	9,70	Quarz	Akkumul.
21898-6	-0,44	182	22,61	24,14	13,17	Quarz	Gut sortiert
21900-7	-0,06	218	10,78	22,17	9,71	CaCO ₃	Gut sortiert
21901-1	-0,42	226	15,83	24,34	12,90	CaCO ₃	Gut sortiert
21902-3	-2,28	318	90,56	28,37	53,19	Quarz	Akkumul.
21903-1	-1,32	247	43,96	26,49	25,71	Quarz	Akkumul.
21904-1	0,04	147	15,69	22,60	9,12	Quarz	Gut sortiert
21905-1	-1,46	257	48,87	26,81	28,60	Quarz	Akkumul.
21906-1	-0,02	151	16,43	22,81	9,55	Quarz	Akkumul.
21908-1	-0,4	222	15,90	24,58	12,72	CaCO ₃	Gut sortiert
21909-1	-0,38	242	13,95	23,06	12,41	CaCO ₃	Akkumul.
21910-1	-0,14	224	11,80	22,83	10,35	CaCO ₃	Gut sortiert
21911-1	-0,22	166	14,45	23,96	12,11	Quarz	Restsed.

Kern	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. Bagnold [cm/s]	Strömungsint. exp.-emp.[cm/s]	Strömungsint. Zanke [cm/s]	Sedimenttyp der Sort.	Charakter des Ström.-infl.
21912-7	-0,36	240	13,73	23,01	12,23	CaCO ₃	Akkumul.
21913-1	-0,54	254	16,55	24,34	14,09	CaCO ₃	Restsed.
21914-5	-0,68	261	19,11	25,25	15,71	CaCO ₃	Restsed.
2200-2	-0,48	185	21,39	25,74	17,49	Quarz	Gut sortiert
2202-2	-0,86	277	22,17	25,95	18,04	CaCO ₃	Gut sortiert
2209-1	0,74	95	9,21	20,14	5,34	Quarz	Gut sortiert
2210-1	1,24	58	6,28	18,02	3,63	Quarz	Gut sortiert
2212-5	-1,5	260	50,38	26,90	29,49	Quarz	Akkumul.
2213-1	-0,86	213	31,05	25,31	18,13	Quarz	Akkumul.
2215-2	0,04	147	15,70	22,60	9,12	Quarz	Gut sortiert
23055-2	-0,56	272	15,60	23,47	14,20	CaCO ₃	Gut sortiert
23056-2	-0,6	194	25,51	24,66	14,87	Quarz	Gut sortiert
23057-1	-0,54	190	24,38	24,50	14,21	Quarz	Gut sortiert
23058-2	-0,2	229	12,23	22,77	10,82	CaCO ₃	Akkumul.
23059-2	0,18	201	9,20	22,02	8,09	CaCO ₃	Akkumul.
23060-2	-0,18	256	10,71	21,53	10,54	CaCO ₃	Akkumul.
23061-3	-0,34	239	13,54	23,01	12,04	CaCO ₃	Akkumul.
23062-3	-0,36	176	21,26	23,84	12,38	Quarz	Akkumul.
23063-2	0,02	212	9,94	21,70	9,11	CaCO ₃	Akkumul.
23064-2	-0,48	249	15,54	23,85	13,43	CaCO ₃	Akkumul.
23065-2	-0,6	258	17,28	24,40	14,74	CaCO ₃	Akkumul.
23066-2	-0,44	246	14,91	23,59	13,02	CaCO ₃	Akkumul.
23067-2	-0,4	243	14,17	23,12	12,60	CaCO ₃	Akkumul.
23068-2	-0,74	268	19,87	25,34	16,44	CaCO ₃	Akkumul.
23069-2	-0,44	246	14,91	23,59	13,01	CaCO ₃	Gut sortiert
23070-2	-0,62	260	17,51	24,43	14,96	CaCO ₃	Gut sortiert
23071-2	0,26	130	13,26	21,88	7,70	Quarz	Gut sortiert
23072-2	-0,58	193	20,74	25,54	17,08	Quarz	Akkumul.
23073-3	-0,69	265	19,23	25,36	15,82	CaCO ₃	Gut sortiert
23074-3	-0,44	182	22,58	24,14	13,15	Quarz	Akkumul.
23269-2	-0,26	233	12,98	23,15	11,34	CaCO ₃	Akkumul.
23342-3	-0,58	257	17,04	24,37	14,51	CaCO ₃	Gut sortiert
23343-4	-1,48	259	49,61	26,85	29,03	Quarz	Akkumul.
23345-2	0,9	83	8,14	19,53	4,71	Quarz	Akkumul.
23351-4	0,78	92	8,92	20,02	5,17	Quarz	Akkumul.
23352-2	-0,24	232	12,95	23,35	11,18	CaCO ₃	Gut sortiert
23353-2	0,04	211	9,77	21,62	8,97	CaCO ₃	Akkumul.
23354-4	-0,6	258	17,28	24,40	14,73	CaCO ₃	Akkumul.
23359-2	1,32	52	7,63	19,60	8,05	Quarz	Gut sortiert
23373-1	0,3	192	8,03	20,93	7,35	CaCO ₃	Gut sortiert
23398-2	-0,56	255	16,86	24,43	14,30	CaCO ₃	Gut sortiert
23400-3	-0,38	242	13,94	23,06	12,41	CaCO ₃	Akkumul.
23402-2	-0,4	261	13,21	22,40	12,52	CaCO ₃	Gut sortiert
23405-5	0,1	142	14,98	22,37	8,71	Quarz	Akkumul.
23407-3	0,68	99	9,63	20,34	5,58	Quarz	Akkumul.
23408-4	-0,18	163	18,54	23,32	10,79	Quarz	Akkumul.
23411-5	0,26	200	8,06	20,78	7,56	CaCO ₃	Akkumul.
23413-1	0,4	120	16,83	24,43	14,28	Quarz	Gut sortiert
23417-7	-0,32	238	13,34	22,98	11,84	CaCO ₃	Gut sortiert
23419-5	-0,52	252	16,28	24,29	13,85	CaCO ₃	Gut sortiert
23421-4	-0,88	215	31,50	25,36	18,39	Quarz	Gut sortiert
23423-3	0,86	86	8,83	21,39	8,06	Quarz	Gut sortiert

ANHANG

Kern	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. Bagnold [cm/s]	Strömungsint. exp.-emp.[cm/s]	Strömungsint. Zanke [cm/s]	Sedimenttyp der Sort.	Charakter des Ström.-einfl.
23424-3	0,32	190	7,94	20,95	7,24	CaCO3	Gut sortiert
23426-4	-0,56	255	16,85	24,43	14,30	CaCO3	Akkumul.
23429-3	-3,1	442	100,35	46,65	1315,24	CaCO3	Restsed.
23430-3	-3	435	93,05	45,50	1134,80	CaCO3	Restsed.
23431-2	-3,5	472	135,34	46,32	2375,10	CaCO3	Restsed.
23432-2	-2,36	388	57,57	45,13	445,55	CaCO3	Restsed.
23433-1	-3,25	454	112,31	47,18	1640,91	CaCO3	Restsed.
23439-1	-0,96	221	33,48	25,57	19,55	Quarz	Akkumul.
23449-7	-0,14	160	5,72	19,81	5,24	Quarz	Gut sortiert
23450-2	-1,14	298	22,91	41,11	71,89	CaCO3	Restsed.
23451-1	-2,8	420	80,15	46,54	847,32	CaCO3	Restsed.
23453-1	-0,96	285	25,05	27,12	19,53	CaCO3	Restsed.
23454-2	-0,86	277	22,17	25,95	18,04	CaCO3	Gut sortiert
23455-2	-0,62	260	17,52	24,43	14,97	CaCO3	Restsed.
23456-6	-0,14	224	11,80	22,83	10,35	CaCO3	Akkumul.
23458-3	-0,34	239	13,54	23,01	12,04	CaCO3	Gut sortiert
23459-2	-0,78	271	20,63	25,57	16,96	CaCO3	Gut sortiert

Tabelle A-5: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23059.

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. Zanke [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
1,77	0,5	0,18	201	8,09	CaCO3	Akkumulat.
2,13	1	-0,46	237	13,29	CaCO3	Akkumulat.
3,26	2	0	214	9,25	CaCO3	Akkumulat.
3,65	3	0,02	212	9,11	CaCO3	Akkumulat.
4,05	4	0,18	201	8,06	CaCO3	Akkumulat.
4,44	5	-0,02	215	9,40	CaCO3	Akkumulat.
4,83	6	0,18	201	8,06	CaCO3	Akkumulat.
5,62	8	0,4	184	6,79	CaCO3	Akkumulat.
6,01	9	0,1	207	8,59	CaCO3	Akkumulat.
6,88	10,5	0,44	211	6,46	CaCO3	Akkumulat.
7,76	12	0,04	211	8,97	CaCO3	Akkumulat.
9,12	14	0,2	199	7,95	CaCO3	Akkumulat.
9,25	15	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
9,39	16	-0,02	151	9,70	Quarz	Akkumulat.
9,66	18	-0,12	159	10,47	Quarz	Akkumulat.
9,93	20	0,1	142	8,85	Quarz	Gut sortiert
10,20	22	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
10,47	24	-0,1	157	10,31	Quarz	Akkumulat.
11,60	26	-0,52	188	14,20	Quarz	Akkumulat.
13,60	28	-0,3	172	12,01	Quarz	Akkumulat.
13,93	29	-0,44	182	13,36	Quarz	Akkumulat.
14,25	30	-0,16	161	10,79	Quarz	Akkumulat.
14,90	32	-0,5	187	13,99	Quarz	Akkumulat.
15,14	34	-1,06	228	10,31	Quarz	Gut sortiert
15,31	35	-0,08	156	21,41	Quarz	Akkumulat.
15,49	37	-0,1	157	10,96	Quarz	Akkumulat.
15,84	40	-0,18	163	10,16	Quarz	Akkumulat.
18,63	50	-0,36	176	12,57	Quarz	Akkumulat.
21,98	62	0,32	126	7,48	Quarz	Akkumulat.
23,93	69	0,06	145	9,13	Quarz	Akkumulat.
24,21	70	-0,14	160	10,63	Quarz	Akkumulat.
27,00	80	-0,3	172	12,01	Quarz	Gut sortiert
30,32	90	-0,08	156	10,16	Quarz	Akkumulat.
33,63	100	-0,22	166	11,30	Quarz	Akkumulat.
36,95	110	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
50,21	150	0	150	9,55	Quarz	Gut sortiert
68,08	160	-0,04	153	9,85	Quarz	Gut sortiert
70,47	163	-0,02	151	9,70	Quarz	Akkumulat.
72,87	166	0,08	144	8,99	Quarz	Akkumulat.
76,86	171	-0,16	161	10,79	Quarz	Akkumulat.
79,25	174	0,5	113	6,52	Quarz	Akkumulat.
86,67	181	-0,1	157	10,31	Quarz	Akkumulat.
89,86	184	-0,12	159	10,47	Quarz	Akkumulat.
91,98	186	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
96,22	190	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
99,38	196	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
108,03	201	0,44	117	6,82	Quarz	Akkumulat.
109,76	202	0,08	144	8,99	Quarz	Akkumulat.
116,68	206	-0,04	153	9,85	Quarz	Akkumulat.
119,62	209	0,14	139	8,58	Quarz	Akkumulat.

ANHANG

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. Zanke [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
122,56	212	0,36	123	7,25	Quarz	Akkumulat.
123,88	216	0,14	139	8,58	Quarz	Akkumulat.
125,19	220	0,24	132	7,95	Quarz	Akkumulat.
127,39	224	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
128,49	226	0,18	136	8,33	Quarz	Akkumulat.
129,59	228	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
132,90	234	-0,58	193	14,87	Quarz	Gut sortiert
134,55	237	0,32	126	7,48	Quarz	Akkumulat.
135,10	238	-0,12	159	10,47	Quarz	Akkumulat.
136,22	243	-0,04	153	9,85	Quarz	Gut sortiert
137,57	249	-0,14	160	10,63	Quarz	Akkumulat.
138,24	252	0	150	9,55	Quarz	Akkumulat.
139,36	257	-0,42	181	13,16	Quarz	Akkumulat.
142,28	270	0,3	128	7,60	Quarz	Akkumulat.
150,01	285	-0,88	215	18,67	Quarz	Akkumulat.
152,58	290	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
164,94	301	-0,04	153	9,85	Quarz	Akkumulat.
175,05	310	-0,04	153	9,85	Quarz	Gut sortiert
180,55	330	-0,08	156	10,16	Quarz	Akkumulat.
183,30	340	-0,34	175	12,38	Quarz	Gut sortiert
186,15	347	0,7	98	5,59	Quarz	Akkumulat.
189,00	354	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
193,07	364	0,26	130	7,83	Quarz	Akkumulat.

Tabelle A-6: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23065.

Alter [ka]	Tiefe corr. [cm]	Tiefe orig. [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortier.	Charakter der Ström.-beeinfl.
2,55	0,5	0,5	-0,32	173	12,20	Quarz	Akkumulat.
7,39	8	8	0,14	139	8,58	Quarz	Akkumulat.
8,60	10	10	-0,28	170	11,83	Quarz	Akkumulat.
8,75	11	11	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
9,35	15	15	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
11,50	22	22	0,26	130	7,83	Quarz	Akkumulat.
13,60	25,5	25,5	-0,34	175	12,38	Quarz	Akkumulat.
14,09	26	26	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
15,10	29	45	-0,2	164	11,13	Quarz	Akkumulat.
15,30	30	30	-0,28	170	11,83	Quarz	Gut sortiert
16,48	33	49	-0,2	164	11,13	Quarz	Akkumulat.
18,86	39	55	-0,08	156	10,16	Quarz	Akkumulat.
20,44	43	59	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
20,83	44	60	-0,38	178	12,77	Quarz	Akkumulat.
21,81	46,5	62,5	-0,1	157	10,31	Quarz	Akkumulat.
24,35	53	69	-0,02	151	9,70	Quarz	Gut sortiert
29,30	61	77	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
32,61	74	90	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
35,16	84	100	-0,3	172	12,01	Quarz	Akkumulat.
37,71	94	110	-0,6	194	15,09	Quarz	Akkumulat.
39,24	100	116	-0,34	175	12,38	Quarz	Akkumulat.
40,26	104	120	-0,32	173	12,20	Quarz	Akkumulat.
41,54	109	125	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
42,81	114	130	0,12	141	8,72	Quarz	Akkumulat.
43,83	118	134	-0,14	160	10,63	Quarz	Akkumulat.
45,36	124	140	0,24	132	7,95	Quarz	Akkumulat.
46,90	130	146	-0,6	194	15,09	Quarz	Akkumulat.
47,92	134	150	-0,56	191	14,64	Quarz	Akkumulat.
49,54	141	157	-0,22	166	11,30	Quarz	Gut sortiert
65,22	146	162	0,26	130	7,83	Quarz	Akkumulat.
66,74	149	165	-0,16	161	10,80	Quarz	Gut sortiert
70,81	157	173	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
72,34	160	176	-0,3	172	12,01	Quarz	Akkumulat.
74,37	164	180	0,18	136	8,33	Quarz	Akkumulat.
75,90	167	183	-0,2	164	11,13	Quarz	Akkumulat.
79,46	174	190	-0,12	159	10,47	Quarz	Akkumulat.
92,71	179,5	195,5	-0,34	175	12,38	Quarz	Akkumulat.
103,55	184	200	0,06	145	9,13	Quarz	Gut sortiert
104,77	186,5	202,5	-0,22	166	11,30	Quarz	Akkumulat.
112,60	202,5	218,5	-0,62	195	15,33	Quarz	Akkumulat.
117,74	213	229	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
122,53	222	238	0,64	102	5,85	Quarz	Akkumulat.
124,13	225	241	-0,56	191	14,64	Quarz	Restsediment
124,91	231,5	247,5	-0,08	156	10,16	Quarz	Akkumulat.
124,97	232	248	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
125,94	240	256	0,02	148	9,41	Quarz	Restsediment
126,79	247	263	0,08	144	8,99	Quarz	Restsediment
127,39	252	268	-0,5	187	13,99	Quarz	Gut sortiert
128,00	257	273	0,18	136	8,33	Quarz	Akkumulat.
128,45	260	276	-0,54	190	14,42	Quarz	Gut sortiert

ANHANG

Alter [ka]	Tiefe corr. [cm]	Tiefe orig. [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortier.	Charakter der Ström.-beeinfl.
129,21	265	281	-0,64	197	15,56	Quarz	Gut sortiert
130,11	271	287	-0,42	181	13,16	Quarz	Gut sortiert
130,87	276	292	-0,76	206	17,05	Quarz	Gut sortiert
131,93	283	299	0	150	9,55	Quarz	Akkumulat.
133,74	295	311	0,08	144	8,99	Quarz	Akkumulat.
134,34	299	315	-0,5	187	13,99	Quarz	Akkumulat.
136,17	309	325	-0,2	164	11,13	Quarz	Akkumulat.
137,68	316	332	-0,1	157	10,31	Quarz	Akkumulat.
139,83	326	342	-0,7	201	16,29	Quarz	Gut sortiert
140,90	331	347	-1,96	294	42,30	Quarz	Akkumulat.
143,05	336,5	352,5	-0,78	207	17,31	Quarz	Akkumulat.
148,23	347	363	-0,46	184	13,57	Quarz	Akkumulat.
151,68	354	370	-0,58	193	14,87	Quarz	Akkumulat.
153,16	357	373	-0,8	209	17,57	Quarz	Akkumulat.
157,10	365	381	0,22	133	8,08	Quarz	Gut sortiert
159,90	374	390	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
164,56	389	405	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
167,98	400	416	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
169,22	404	420	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
172,33	414	430	-0,72	203	16,54	Quarz	Akkumulat.
174,50	421	437	-0,66	198	15,80	Quarz	Gut sortiert
176,99	429	445	-0,66	198	15,80	Quarz	Akkumulat.
179,16	436	452	-0,8	209	17,57	Quarz	Akkumulat.
181,03	442	458	-0,56	191	14,64	Quarz	Gut sortiert
182,58	447	463	0,22	133	8,08	Quarz	Akkumulat.
184,76	454	470	0	150	9,55	Quarz	Akkumulat.
185,22	455,5	471,5	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.

Tabelle A-7: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23071.

Alter [ka]	Tiefe corr. [cm]	Tiefe orig. [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortier.	Charakter der Ström.-beeinfl.
1,61	0,5	0,5	0,5	113	6,51	Quarz	Gut sortiert
3,81	6,5	6	1,18	127	3,74	CaCO ₃	Gut sortiert
5,28	10,5	10	0,5	177	6,30	CaCO ₃	Gut sortiert
7,74	20,5	20	0,6	170	5,84	CaCO ₃	Gut sortiert
9,03	35,5	35,5	0,88	149	4,70	CaCO ₃	Akkumulat.
11,60	67,5	70	0,26	130	7,83	Quarz	Akkumulat.
12,20	77,5	80	0,54	110	6,32	Quarz	Akkumulat.
13,15	86,5	89	0,32	126	7,48	Quarz	Akkumulat.
13,82	91,5	94	-0,04	153	9,84	Quarz	Akkumulat.
14,52	98	100,5	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
14,57	98,5	101	0,02	148	9,40	Quarz	Akkumulat.
15,03	103,5	106	-0,22	166	11,29	Quarz	Akkumulat.
15,60	110,5	113	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
16,26	118,5	121	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
16,99	127,5	130	-0,26	169	11,64	Quarz	Akkumulat.
17,76	137,5	140	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
18,55	148,5	151	-0,12	159	10,46	Quarz	Akkumulat.
18,79	157,5	160	0,12	141	8,71	Quarz	Akkumulat.
20,11	167,5	170	0,24	132	7,95	Quarz	Gut sortiert
21,43	177,5	180	-0,34	175	12,38	Quarz	Akkumulat.
21,66	181,5	184	-0,62	195	15,32	Quarz	Akkumulat.
22,18	190,5	193	-0,66	198	15,79	Quarz	Akkumulat.
23,16	207,5	210	0,48	114	6,61	Quarz	Gut sortiert
23,80	218,5	221	0,28	129	7,71	Quarz	Gut sortiert
24,36	222	224,5	0,42	119	6,93	Quarz	Akkumulat.
70,30	507,5	510	0,14	139	8,58	Quarz	Akkumulat.
71,96	514	516,5	-0,08	156	10,15	Quarz	Akkumulat.
72,85	517,5	520	0,26	130	7,83	Quarz	Akkumulat.
75,39	527,5	530	0,14	139	8,58	Quarz	Akkumulat.
76,91	533,5	536	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
78,95	541,5	544	0,16	138	8,45	Quarz	Akkumulat.
79,20	542,5	545	0,22	133	8,07	Quarz	Akkumulat.
91,34	553,5	556	0,42	119	6,93	Quarz	Akkumulat.
92,15	555,5	558	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
95,81	564,5	567	0,24	132	7,95	Quarz	Akkumulat.
102,73	581,5	584	0,32	126	7,48	Quarz	Akkumulat.
103,14	582,5	585	0,5	113	6,51	Quarz	Akkumulat.
106,33	593,5	596	0,48	114	6,61	Quarz	Akkumulat.
108,56	601,5	604	0,48	114	6,61	Quarz	Akkumulat.
110,23	607,5	610	0,24	132	7,95	Quarz	Akkumulat.
110,65	609	611,5	1,24	58	3,69	Quarz	Akkumulat.
113,23	617,5	620	0,82	89	5,10	Quarz	Akkumulat.
117,50	631,5	634	0,94	80	4,65	Quarz	Akkumulat.
120,55	641,5	644	0,66	101	5,76	Quarz	Akkumulat.
122,20	648,5	651	1	76	4,44	Quarz	Akkumulat.
122,90	651,5	654	0,7	98	5,59	Quarz	Akkumulat.
123,69	657,5	660	-0,54	190	14,41	Quarz	Akkumulat.
125,00	667,5	670	0,04	147	9,26	Quarz	Akkumulat.
127,53	677,5	680	-0,64	197	15,55	Quarz	Akkumulat.
127,91	679	681,5	0,24	132	7,95	Quarz	Gut sortiert

ANHANG

Alter [ka]	Tiefe corr. [cm]	Tiefe orig. [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortier.	Charakter der Ström.-beeinfl.
130,05	687,5	690	0,16	138	8,45	Quarz	Gut sortiert
131,06	691,5	694	-0,12	159	10,46	Quarz	Akkumulat.
132,83	698,5	701	-0,38	178	12,76	Quarz	Akkumulat.
134,97	707	709,5	-0,04	153	9,84	Quarz	Akkumulat.
135,10	707,5	710	-0,58	193	14,86	Quarz	Akkumulat.
140,18	727,5	730	-1,04	226	21,07	Quarz	Akkumulat.
142,21	735,5	738	-0,44	182	13,36	Quarz	Akkumulat.
142,46	736,5	739	-0,16	161	10,79	Quarz	Akkumulat.
143,48	740,5	743	-0,5	187	13,98	Quarz	Akkumulat.
144,75	745,5	748	-0,42	181	13,15	Quarz	Akkumulat.
146,78	753,5	756	-1,74	278	35,81	Quarz	Akkumulat.
148,55	760,5	763	0,26	130	7,83	Quarz	Gut sortiert

Tabelle A-8: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23244.

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
0,25	0,5	-0,34	239	12,02	CaCO ₃	Gut sortiert
2,71	5	-0,54	254	14,07	CaCO ₃	Restsediment
5,17	10	0,66	101	5,76	Quarz	Akkumulat.
7,31	15	0,44	117	6,82	Quarz	Akkumulat.
8,76	19	-0,16	161	10,79	Quarz	Akkumulat.
9,12	20	0,38	122	7,14	Quarz	Akkumulat.
11,02	30	-0,04	153	9,85	Quarz	Akkumulat.
14,52	40,5	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
15,86	44,5	-0,56	191	14,64	Quarz	Akkumulat.
17,69	50	0,08	144	8,99	Quarz	Akkumulat.
22,35	60	-0,4	179	12,96	Quarz	Akkumulat.
24,49	64	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
65,22	140	-0,3	172	12,01	Quarz	Akkumulat.
70,95	149	0	150	9,55	Quarz	Akkumulat.
71,59	150	0,14	139	8,58	Quarz	Akkumulat.
75,52	160	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
79,46	170	0,16	138	8,45	Quarz	Akkumulat.
80,24	171	0,5	113	6,52	Quarz	Akkumulat.
87,29	180	0	150	9,55	Quarz	Akkumulat.
95,91	191	0,4	120	7,04	Quarz	Akkumulat.
97,08	192,5	0,48	114	6,62	Quarz	Akkumulat.
100,61	197	0,24	132	7,95	Quarz	Akkumulat.
102,96	200	0,16	138	8,45	Quarz	Akkumulat.
110,79	210	0,5	113	6,52	Quarz	Akkumulat.
111,95	211	0,54	110	6,32	Quarz	Akkumulat.
122,38	220	0,36	123	7,25	Quarz	Akkumulat.
122,71	221	0,64	167	5,65	CaCO ₃	Akkumulat.
125,36	229	1,18	63	5,39	Quarz	Akkumulat.
125,69	230	0,72	97	5,50	Quarz	Akkumulat.
128,35	238	0,06	145	9,12	Quarz	Akkumulat.
132,00	249	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
135,39	253	-0,2	164	11,13	Quarz	Akkumulat.
141,33	260	0,14	139	8,58	Quarz	Akkumulat.
142,83	261	-0,08	156	10,15	Quarz	Akkumulat.
153,35	268	0,16	138	8,45	Quarz	Akkumulat.
156,35	270	0,18	136	8,33	Quarz	Akkumulat.
171,37	280	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
182,22	290	0	150	9,55	Quarz	Akkumulat.
186,56	294	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
193,07	300	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
200,57	310	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
210,49	320	-0,42	181	13,16	Quarz	Akkumulat.

Tabelle A-9: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23352.

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
2,5	0,5	-0,22	230	11,00	CaCO ₃	Restsediment
2,62	1	-0,24	229	11,18	CaCO ₃	Gut sortiert
4,96	10	-0,22	230	11,00	CaCO ₃	Restsediment
8,15	23	0,76	94	5,34	Quarz	Akkumulat.
8,4	24	0,56	108	6,22	Quarz	Akkumulat.
9,5	30	0,78	92	5,26	Quarz	Akkumulat.
10,5	34	0,32	126	7,48	Quarz	Gut sortiert
14,9	46	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
17,7	55	-0,16	161	10,79	Quarz	Akkumulat.
20,9	65	0,16	138	8,45	Quarz	Akkumulat.
24	75	0,28	129	7,71	Quarz	Akkumulat.
28,49	85	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
32,99	95	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
55,45	145	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
60,34	155	-0,36	176	12,57	Quarz	Akkumulat.
65,22	165	-0,14	160	10,63	Quarz	Akkumulat.
71	175	0,28	129	7,71	Quarz	Akkumulat.
79,25	190	1,36	49	3,36	Quarz	Akkumulat.
88,71	193,5	0,38	122	7,14	Quarz	Akkumulat.
98,17	196,5	0,34	125	7,36	Quarz	Akkumulat.
110,79	200	0,34	125	7,36	Quarz	Akkumulat.
114,65	210	0,32	126	7,48	Quarz	Akkumulat.
118,51	220	0,9	83	4,79	Quarz	Akkumulat.
122,38	230	0,78	92	5,26	Quarz	Akkumulat.
125,19	235	0,74	95	5,42	Quarz	Akkumulat.
128	240	0,36	123	7,25	Quarz	Akkumulat.
135,1	250	-0,04	153	9,85	Quarz	Akkumulat.
145,15	272,5	-0,3	172	12,01	Quarz	Akkumulat.
148,8	280	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
152,12	284,5	0	150	9,55	Quarz	Akkumulat.
186	325	0,6	105	6,03	Quarz	Akkumulat.

Tabelle A-10: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23353.

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
7,35	0	-0,96	285	19,52	CaCO ₃	Akkumulat.
8,60	10	0,04	211	8,99	CaCO ₃	Akkumulat.
9,85	20	0,16	202	8,20	CaCO ₃	Gut sortiert
10,73	27	0,48	114	6,62	Quarz	Gut sortiert
11,23	31	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
12,35	40	-0,42	181	13,16	Quarz	Akkumulat.
13,60	50	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
14,25	60	0,08	144	8,98	Quarz	Akkumulat.
14,90	70	0,38	122	7,14	Quarz	Akkumulat.
19,45	80	0,22	133	8,07	Quarz	Akkumulat.
24,00	90	0,18	136	8,32	Quarz	Akkumulat.
25,00	100	0,3	128	7,59	Quarz	Akkumulat.
26,00	110	0,34	125	7,36	Quarz	Akkumulat.
27,00	120	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
31,57	130	0,22	133	8,07	Quarz	Akkumulat.
36,14	140	0,32	126	7,48	Quarz	Akkumulat.
40,71	150	0,36	123	7,25	Quarz	Akkumulat.
45,29	160	0,18	136	8,32	Quarz	Akkumulat.
49,86	170	-0,04	153	9,85	Quarz	Akkumulat.
54,43	180	-0,12	159	10,47	Quarz	Akkumulat.
59,00	190	-0,1	157	10,31	Quarz	Akkumulat.
65,00	200	-0,16	161	10,79	Quarz	Akkumulat.
71,00	210	0,16	138	8,45	Quarz	Akkumulat.
79,46	220	0,4	120	7,03	Quarz	Akkumulat.
84,99	230	0,36	123	7,25	Quarz	Akkumulat.
90,53	240	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
97,04	250	-0,12	159	10,47	Quarz	Akkumulat.
103,55	260	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
110,79	270	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
117,31	280	-0,52	252	13,86	CaCO ₃	Gut sortiert
123,82	290	-0,46	248	13,23	CaCO ₃	Gut sortiert
125,91	300	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
128,00	310	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
133,27	320	-0,64	197	15,56	Quarz	Akkumulat.
138,55	330	-0,44	182	13,36	Quarz	Akkumulat.
143,82	340	-0,16	161	10,79	Quarz	Akkumulat.
149,09	350	-0,08	156	10,15	Quarz	Akkumulat.
191,42	430	0,12	141	8,71	Quarz	Akkumulat.
218,51	480	1,34	51	3,42	Quarz	Gut sortiert
229,35	500	-0,7	201	16,28	Quarz	Gut sortiert
240,19	520	0,52	111	6,42	Quarz	Akkumulat.
337,73	700	-0,96	221	19,84	Quarz	Akkumulat.
419,02	850	-1	224	20,45	Quarz	Akkumulat.
446,11	900	0,54	110	6,32	Quarz	Akkumulat.
452,07	911	-0,24	167	11,47	Quarz	Akkumulat.
472,12	948	0,4	120	7,03	Quarz	Akkumulat.

Tabelle A-11: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 17728.

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
2,50	0,5	-0,42	181	13,17	Quarz	Resediment
8,15	5	0,74	95	5,42	Quarz	Akkumulat.
10,98	7,5	-0,38	178	12,77	Quarz	Akkumulat.
13,80	10	-0,3	172	12,01	Quarz	Gut sortiert
14,99	13,5	-0,28	170	11,83	Quarz	Akkumulat.
15,50	15	-0,32	173	12,20	Quarz	Akkumulat.
17,20	20	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
18,90	25	-0,16	161	10,80	Quarz	Akkumulat.
20,77	30,5	0,18	136	8,33	Quarz	Akkumulat.
25,70	45	-0,22	166	11,30	Quarz	Akkumulat.
65,22	100	0,54	110	6,32	Quarz	Gut sortiert
67,36	103	-0,08	156	10,16	Quarz	Akkumulat.
68,78	105	0,32	126	7,48	Quarz	Akkumulat.
72,34	110	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
75,90	115	0,74	95	5,42	Quarz	Akkumulat.
78,74	119	0,24	132	7,96	Quarz	Akkumulat.
79,46	120	0,58	107	6,13	Quarz	Akkumulat.
89,90	125	0,48	114	6,62	Quarz	Akkumulat.
95,12	127,5	-0,04	153	9,85	Quarz	Akkumulat.
101,39	130,5	0,34	125	7,37	Quarz	Akkumulat.
110,79	135	0,26	130	7,83	Quarz	Akkumulat.
111,91	136	0,78	92	5,26	Quarz	Akkumulat.
122,00	145	0,8	91	5,18	Quarz	Akkumulat.
123,00	150	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
124,00	155	-0,56	191	14,65	Quarz	Akkumulat.
125,00	160	-0,48	185	13,78	Quarz	Gut sortiert
125,90	162	-0,42	181	13,17	Quarz	Akkumulat.
127,26	165	-0,12	159	10,47	Quarz	Gut sortiert
131,40	175,5	0,04	147	9,27	Quarz	Gut sortiert
133,17	180	-0,92	218	19,25	Quarz	Resediment
135,00	185	-0,14	160	10,63	Quarz	Akkumulat.
138,80	188	-0,42	181	13,17	Quarz	Akkumulat.
141,33	190	-0,8	209	17,58	Quarz	Gut sortiert
142,60	191	-0,56	191	14,65	Quarz	Gut sortiert
145,25	195	-0,82	210	17,85	Quarz	Gut sortiert
149,17	200	-0,7	201	16,29	Quarz	Gut sortiert
153,08	205	-0,54	190	14,42	Quarz	Gut sortiert
153,87	206	0,22	133	8,08	Quarz	Akkumulat.
157,00	210	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
164,19	220	-0,28	170	11,83	Quarz	Akkumulat.
171,37	230	0,14	139	8,59	Quarz	Akkumulat.
174,98	240	0,2	135	8,20	Quarz	Gut sortiert
176,78	245	0,16	138	8,46	Quarz	Gut sortiert
178,58	250	-0,22	166	11,30	Quarz	Gut sortiert
182,19	260	0,38	122	7,15	Quarz	Gut sortiert
183,27	263	0,48	114	6,62	Quarz	Akkumulat.
183,99	265	0,38	122	7,15	Quarz	Akkumulat.
187,59	275	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.

Tabelle A-12: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 21906.

Alter [ka]	Tiefe corr. [cm]	Tiefe orig. [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Ström.-intens. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortier.	Charakter der Ström.-beeinfl.
2	0,5	0,5	-0,02	151	9,71	Quarz	Akkumulat.
8,6	5,5	5,5	0,24	132	7,96	Quarz	Akkumulat.
9,92	10	10	0,08	144	8,99	Quarz	Restsediment
11,23	15	15	0,06	145	9,13	Quarz	Gut sortiert
12,55	20	20	-0,46	184	13,57	Quarz	Gut sortiert
13,6	24	24	-0,48	185	13,78	Quarz	Akkumulat.
13,88	25	25	-0,58	193	14,87	Quarz	Gut sortiert
13,92	28,5	28,5	0,36	123	7,26	Quarz	Akkumulat.
13,95	30	30	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
14,02	35	35	-0,18	163	10,97	Quarz	Akkumulat.
15,43	40	40	-0,24	167	11,48	Quarz	Gut sortiert
16,28	43	43	-0,44	182	13,37	Quarz	Akkumulat.
65	180	170	-0,14	160	10,64	Quarz	Akkumulat.
70,03	182,5	172,5	0,12	141	8,72	Quarz	Akkumulat.
76,06	185,5	175,5	0,28	129	7,72	Quarz	Akkumulat.
85,1	190	180	-0,24	167	11,48	Quarz	Gut sortiert
90,37	194,5	184,5	-0,32	173	12,20	Quarz	Akkumulat.
90,95	195	185	-0,16	161	10,80	Quarz	Gut sortiert
98,73	200,5	190,5	0,48	114	6,62	Quarz	Akkumulat.
105,09	205	195	-0,26	169	11,66	Quarz	Akkumulat.
109,84	210,5	200,5	-0,16	161	10,80	Quarz	Gut sortiert
113,73	215	205	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
116,68	220	210	-0,14	160	10,64	Quarz	Akkumulat.
119,62	225	215	0,48	114	6,62	Quarz	Akkumulat.
121,72	230,5	220,5	0,46	116	6,72	Quarz	Akkumulat.
123,44	235	225	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
124,31	240	230	-0,22	166	11,31	Quarz	Gut sortiert
127,67	245,5	235,5	-0,56	191	14,65	Quarz	Akkumulat.
128,28	246,5	236,5	-0,38	178	12,77	Quarz	Gut sortiert
130,42	250	240	-0,28	170	11,84	Quarz	Gut sortiert
131,59	255	245	-0,4	179	12,97	Quarz	Akkumulat.
132,76	260	250	-0,54	190	14,43	Quarz	Gut sortiert
133,93	265	255	-0,82	210	17,85	Quarz	Akkumulat.
136,55	270,5	260,5	-0,54	190	14,43	Quarz	Gut sortiert
138,69	275	265	-0,06	154	10,01	Quarz	Akkumulat.
145,97	280,5	270,5	-0,44	182	13,37	Quarz	Akkumulat.
147,95	282	272	-0,32	173	12,20	Quarz	Gut sortiert
153,74	285,5	275,5	-0,36	176	12,58	Quarz	Gut sortiert
161,19	290	280	-0,12	159	10,48	Quarz	Gut sortiert
169,8	295	285	-0,46	184	13,57	Quarz	Akkumulat.
185,31	304	294	-0,44	182	13,37	Quarz	Gut sortiert
187,03	305	295	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
190,26	310	300	0,28	129	7,72	Quarz	Akkumulat.
192,13	320	310	0,56	108	6,23	Quarz	Akkumulat.
193,07	325	315	0,56	108	6,23	Quarz	Akkumulat.

Tabelle A-13: Hydrodynamische Parameter der Proben aus Kern 23454.

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
0,00	0,5	-0,6	258	14,75	CaCO ₃	Restsediment
0,68	3	-0,68	264	15,70	CaCO ₃	Restsediment
1,23	5	-0,76	270	16,70	CaCO ₃	Restsediment
1,48	6	-0,7	266	15,94	CaCO ₃	Restsediment
2,22	9	-0,78	271	16,97	CaCO ₃	Restsediment
2,47	10	-0,68	264	15,70	CaCO ₃	Restsediment
2,97	12	-0,8	273	17,23	CaCO ₃	Akkumulat.
3,71	15	-0,64	261	15,21	CaCO ₃	Akkumulat.
4,45	18	-0,44	182	13,37	Quarz	Akkumulat.
4,94	20	-0,66	263	15,45	CaCO ₃	Akkumulat.
5,19	21	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
5,93	24	0,26	130	7,83	Quarz	Akkumulat.
6,18	25	0,12	141	8,72	Quarz	Akkumulat.
7,72	30	-0,14	160	10,63	Quarz	Akkumulat.
8,28	33	-0,08	156	10,16	Quarz	Akkumulat.
8,65	35	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
8,90	36	-0,44	182	13,37	Quarz	Akkumulat.
9,89	40	-0,22	166	11,30	Quarz	Akkumulat.
11,13	45	-0,3	172	12,01	Quarz	Akkumulat.
12,36	50	-0,12	159	10,47	Quarz	Akkumulat.
13,60	55	-0,44	182	13,37	Quarz	Akkumulat.
13,82	60	-0,54	190	14,42	Quarz	Akkumulat.
14,03	65	-0,06	154	19,81	Quarz	Akkumulat.
14,25	70	-0,62	195	20,12	Quarz	Akkumulat.
14,47	75	0,14	139	8,59	Quarz	Akkumulat.
14,68	80	0,06	145	9,13	Quarz	Akkumulat.
14,90	85	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
17,72	90	-0,34	175	12,39	Quarz	Akkumulat.
20,95	95	0	150	9,56	Quarz	Akkumulat.
23,98	100	0,34	125	7,37	Quarz	Akkumulat.
27,00	105	-0,38	178	12,77	Quarz	Akkumulat.
29,13	115	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
30,20	120	-0,08	156	10,16	Quarz	Akkumulat.
31,27	125	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
32,35	130	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
33,42	135	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
34,49	140	-0,02	151	9,70	Quarz	Akkumulat.
35,57	145	0,12	141	8,72	Quarz	Akkumulat.
36,64	150	0	150	9,56	Quarz	Akkumulat.
37,71	155	-0,04	153	9,85	Quarz	Gut sortiert
38,79	160	-0,12	159	10,47	Quarz	Gut sortiert
39,86	165	-0,22	166	11,30	Quarz	Gut sortiert
40,93	170	0,16	138	8,46	Quarz	Gut sortiert
42,01	175	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
43,08	180	-0,2	164	11,13	Quarz	Akkumulat.
44,15	185	0,24	132	7,95	Quarz	Akkumulat.
45,23	190	-0,1	157	10,31	Quarz	Akkumulat.
46,30	195	0,06	145	9,13	Quarz	Gut sortiert
47,37	200	-0,22	166	11,30	Quarz	Akkumulat.
48,45	205	-0,2	164	11,13	Quarz	Akkumulat.

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
49,52	210	0,28	129	7,71	Quarz	Akkumulat.
50,59	215	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
51,67	220	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
52,74	225	0,18	136	8,33	Quarz	Akkumulat.
53,81	230	-0,72	203	16,54	Quarz	Akkumulat.
55,96	240	0	150	9,56	Quarz	Akkumulat.
57,03	245	0,1	142	8,85	Quarz	Akkumulat.
58,11	250	-0,16	161	10,80	Quarz	Akkumulat.
59,18	255	-0,48	185	13,78	Quarz	Akkumulat.
60,25	260	-0,1	157	10,31	Quarz	Akkumulat.
61,33	265	0,34	125	7,37	Quarz	Akkumulat.
62,40	270	0,06	145	9,13	Quarz	Gut sortiert
63,47	275	-0,4	179	12,96	Quarz	Akkumulat.
64,55	280	-0,28	170	11,83	Quarz	Akkumulat.
65,62	285	0	150	9,56	Quarz	Gut sortiert
66,69	290	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
67,77	295	0,12	141	8,72	Quarz	Akkumulat.
68,84	300	-0,22	166	11,30	Quarz	Akkumulat.
70,28	310	-0,6	194	15,10	Quarz	Akkumulat.
71,00	315	-0,32	173	12,20	Quarz	Akkumulat.
75,12	320	0,4	120	7,04	Quarz	Akkumulat.
79,25	325	-0,02	151	9,70	Quarz	Akkumulat.
84,88	330	0,12	141	8,72	Quarz	Akkumulat.
90,52	335	-0,3	172	12,01	Quarz	Akkumulat.
97,03	340	-0,72	203	16,54	Quarz	Akkumulat.
103,54	345	0,06	145	9,13	Quarz	Akkumulat.
105,36	350	-0,44	182	13,37	Quarz	Akkumulat.
107,17	355	-0,5	187	13,99	Quarz	Akkumulat.
108,98	360	-0,64	261	15,21	CaCO ₃	Gut sortiert
110,79	365	-0,72	267	16,19	CaCO ₃	Akkumulat.
116,58	370	-1,04	226	21,09	Quarz	Gut sortiert
122,38	375	0,2	135	8,20	Quarz	Akkumulat.
123,04	380	-0,12	159	10,47	Quarz	Akkumulat.
123,69	385	-0,04	153	9,85	Quarz	Akkumulat.
124,34	390	-0,62	260	14,98	CaCO ₃	Restsediment
125,00	395	-0,64	261	15,21	CaCO ₃	Restsediment
126,50	400	-0,14	224	10,37	CaCO ₃	Restsediment
128,00	405	-0,2	164	11,13	Quarz	Akkumulat.
129,15	410	0	150	9,56	Quarz	Akkumulat.
130,30	415	0,28	129	7,71	Quarz	Akkumulat.
131,45	420	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
132,60	425	-0,4	179	12,96	Quarz	Akkumulat.
133,75	430	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
134,90	435	-1,02	225	20,77	Quarz	Akkumulat.
136,05	440	-0,98	222	20,15	Quarz	Akkumulat.
137,20	445	-0,6	194	15,10	Quarz	Akkumulat.
138,35	450	-0,16	161	10,80	Quarz	Akkumulat.
139,50	455	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
140,66	460	-0,54	190	14,42	Quarz	Akkumulat.
141,81	465	-0,3	172	12,01	Quarz	Akkumulat.
142,96	470	-0,82	210	17,85	Quarz	Akkumulat.
144,11	475	-0,28	170	11,83	Quarz	Akkumulat.

Alter [ka]	Tiefe [cm]	Sinkgeschw. [PSI]	Korngröße ber./gem. [µm]	Strömungsint. [cm/s]	Sedimenttyp der Sortierung	Charakter der Strömungsbeeinfl.
145,26	480	-0,14	160	10,63	Quarz	Akkumulat.
146,41	485	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
147,56	490	-1,22	240	24,17	Quarz	Akkumulat.
148,71	495	-0,22	166	11,30	Quarz	Akkumulat.
149,86	500	-0,72	203	16,54	Quarz	Akkumulat.
151,01	505	-0,32	173	12,20	Quarz	Akkumulat.
152,16	510	-0,06	154	10,00	Quarz	Akkumulat.
153,31	515	-0,22	166	11,30	Quarz	Akkumulat.
154,46	520	-1	224	20,46	Quarz	Akkumulat.
155,61	525	0,22	133	8,08	Quarz	Akkumulat.
156,76	530	0,32	126	7,48	Quarz	Akkumulat.
157,91	535	0,34	125	7,37	Quarz	Akkumulat.
159,06	540	-0,18	163	10,96	Quarz	Akkumulat.
160,21	545	-0,94	219	19,55	Quarz	Akkumulat.
161,36	550	-0,96	285	19,51	CaCO ₃	Akkumulat.
162,51	555	-0,24	167	11,48	Quarz	Akkumulat.
163,66	560	-0,72	267	16,19	CaCO ₃	Akkumulat.
164,81	565	0,08	144	8,99	Quarz	Akkumulat.
165,96	570	-0,68	200	16,04	Quarz	Akkumulat.
167,12	575	0,4	120	7,04	Quarz	Akkumulat.
168,27	580	0,06	145	9,13	Quarz	Gut sortiert
169,42	585	-0,28	170	11,83	Quarz	Akkumulat.
170,57	590	-0,26	169	11,65	Quarz	Akkumulat.
171,72	595	-0,32	173	12,20	Quarz	Akkumulat.
172,87	600	0	150	9,56	Quarz	Akkumulat.
174,02	605	0,04	147	9,27	Quarz	Akkumulat.
175,17	610	0,02	148	9,41	Quarz	Akkumulat.
176,32	615	-0,08	156	10,16	Quarz	Akkumulat.
177,47	620	-0,02	151	9,70	Quarz	Gut sortiert

Tabelle A-14: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse der Oberflächenproben.

Kern -	Grobfraktion [%]	Feinfraktion [%]	GF Kärb.-geh. [%]	Ström.-intens. [cm/s]
17717-2	17,42	82,58	6,96	20,08
17719-2	18,14	81,86	-	19,86
17722-3	3,48	96,52	-	19,60
17724-1	27,41	72,59	68,76	23,01
17725-1	33,29	66,71	61,75	23,64
17726-1	27,87	72,13	61,07	22,86
17728-1	58,56	41,44	-	24,07
17729-1	29,53	70,47	11,08	20,27
17730-2	6,40	93,60	-	23,76
17732-2	5,62	94,38	-	22,14
17734-2	3,45	96,55	-	22,69
17738-2	30,55	69,45	38,61	24,11
17746-1	15,55	84,45	49,04	22,77
21842-5	13,02	86,98	20,53	22,60
21843-2	27,25	72,75	23,79	23,38
21845-2	32,50	67,50	25,65	22,81
21846-3	19,32	80,68	-	23,85
21852-1	14,09	85,91	18,78	23,65
21855-1	23,78	76,22	43,76	23,76
21857-1	36,91	63,09	12,64	23,26
21864-1	23,55	76,45	30,89	26,89
21865-1	76,98	23,02	7,84	25,72
21873-1	13,56	86,44	-	23,85
21874-1	17,93	82,07	45,79	21,76
21875-7	55,57	44,43	26,89	26,19
21876-1	5,25	94,75	-	23,15
21877-1	6,44	93,56	-	23,18
21878-2	5,24	94,76	-	23,15
21880-3	89,85	10,15	20,10	27,91
21882-1	19,77	80,23	45,04	23,12
21886-3	83,68	16,32	53,34	25,34
21892-1	12,50	87,50	44,59	23,76
21893-1	22,08	77,92	39,62	23,01
21894-7	40,51	59,49	17,12	23,06
21895-9	39,44	60,56	42,25	22,87
21898-6	27,27	72,73	57,50	24,14
21900-7	9,93	90,07	-	22,17
21901-1	34,58	65,42	59,28	24,34
21902-3	46,55	53,45	9,97	28,37
21903-1	47,03	52,97	17,72	26,49
21904-1	59,82	40,18	11,70	22,60
21905-1	44,18	55,82	10,66	26,81
21906-1	48,44	51,56	-	22,81
21908-1	30,20	69,80	50,43	24,58
21909-1	38,40	61,60	61,94	23,06
21910-1	19,42	80,58	63,84	22,83
21911-1	41,52	58,48	68,29	23,96
21912-7	12,15	87,85	59,20	23,01
21913-1	44,35	55,65	76,21	24,34
21914-4	50,78	49,22	61,21	25,25

Kern ·	Grobfraktion [%]	Feinfraktion [%]	GF Karb.-geh. [%]	Ström.-intens. [cm/s]
2200-2	27,87	72,13	48,64	25,74
2202-2	44,60	55,40	49,68	25,95
2209	2,76	97,24	-	20,14
2210	5,93	94,07	-	18,02
2212	2,97	97,03	-	26,90
2213	7,55	92,45	-	25,31
2215	62,47	37,53	-	22,60
23055-2	29,95	70,05	77,89	23,47
23059-2	43,63	56,37	-	22,02
23060-2	38,50	61,50	74,17	21,53
23063-2	44,73	55,27	85,09	21,70
23067-2	15,84	84,16	-	23,12
23069-2	15,91	84,09	-	23,59
23071-2	12,23	87,77	-	21,88
23074-3	40,89	59,11	15,63	24,14
23269-2	9,19	90,81	-	23,15
23342-3	15,85	84,15	-	24,37
23343-4	4,97	95,03	-	26,85
23345-2	6,70	93,30	-	19,53
23351-4	13,09	86,91	-	20,02
23353-2	18,52	81,48	-	21,62
23354-4	26,33	73,67	-	24,40
23359-2	44,05	55,95	79,70	19,60
23373-1	12,35	87,65	-	20,93
23398-2	19,61	80,39	54,76	24,43
23400-3	8,23	91,77	-	23,06
23402-2	50,62	49,38	76,43	22,40
23405-5	14,70	85,30	-	22,37
23407-3	12,86	87,14	-	20,34
23408-4	21,63	78,37	-	23,32
23411-5	32,29	67,71	94,95	20,78
23413-1	47,07	52,93	89,73	24,43
23417-7	18,88	81,12	-	22,98
23419-5	31,59	68,41	94,23	24,29
23421-4	39,00	61,00	15,10	25,36
23423-3	44,40	55,60	78,78	21,39
23424-3	6,00	94,00	-	20,95
23426-4	10,32	89,68	-	24,43
23439-1	60,17	39,83	21,65	25,57
23449-7	41,80	58,20	47,62	19,81
23453-1	72,21	27,79	34,38	27,12
23454-2	44,70	55,30	51,09	25,95
23455-2	43,37	56,63	46,41	24,43
23456-6	27,64	72,36	38,20	22,83
23458-3	26,65	73,35	80,63	23,01
23459-2	57,17	42,83	-	25,57
245	12,91	87,09	-	20,08

Tabelle A-15: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse von Kern 23065.

Tiefe orig. [cm]	Tiefe corr. [cm]	Delta ¹⁸ O [o/oo]	LSR [cm/kyr]	CaCo3 [Gew.-%]	GF terr. [Gew.-%]	Feinfrakt. [Gew.-%]	Ström.-intens. [cm/s]
0,5	0,5	-	1,57	56,20	-	-	23,69
24,0	8,0	2,7	1,57	-	-	-	22,20
26,0	10,0	2,65	1,57	-	-	-	23,58
15,0	15,0	3,44	6,67	29,10	2,96	-	23,52
22,0	22,0	4,25	1,43	12,20	-	-	21,87
41,0	25,0	3,31	1,43	-	-	-	23,74
26,5	26,5	-	3,08	9,70	6,79	-	23,52
29,5	29,5	-	2,53	9,20	11,89	-	23,36
46,0	30,0	4,76	2,53	-	-	-	23,58
49,0	33,0	4,85	2,53	8,24	7,05	92,30	23,36
55,0	39,0	4,89	2,53	-	-	-	22,99
59,0	43,0	4,5	2,53	10,93	18,71	78,11	23,47
60,0	44,0	4,77	2,53	-	-	-	23,89
69,0	53,0	4,71	2,89	9,13	9,63	88,18	22,79
150,0	134,0	4,53	3,20	-	19,22	80,78	24,54
157,0	141,0	-	3,20	-	17,11	82,89	23,42
162,0	146,0	4,53	0,31	10,00	12,18	83,38	21,87
173,0	157,0	4,22	1,97	-	-	-	23,30
180,0	164,0	4,06	1,97	19,23	12,64	77,02	22,09
190,0	174,0	3,74	1,97	19,07	15,41	71,20	23,12
195,0	179,0	3,98	0,45	-	-	-	23,74
200,0	184,0	-	0,38	12,17	16,92	76,69	22,50
202,0	186,0	3,93	2,76	-	-	-	23,42
218,0	202,0	3,98	2,76	39,46	9,80	57,77	24,69
229,0	213,0	2,87	1,29	46,65	5,76	70,42	22,65
236,0	220,0	2,63	3,43	11,39	0,12	99,58	20,48
241,0	225,0	2,93	3,43	41,24	15,56	80,53	24,54
248,0	232,0	2,87	2,37	19,24	9,96	76,65	22,65
256,0	240,0	2,96	2,37	7,07	20,12	78,34	22,65
263,0	247,0	2,85	2,37	5,65	12,80	85,74	22,43
268,0	252,0	3,61	2,37	12,02	17,00	82,35	24,33
273,0	257,0	3,77	2,37	2,44	12,04	88,55	22,09
276,0	260,0	-	2,37	0,96	9,34	91,53	24,47
281,0	265,0	-	2,37	-	29,07	70,93	24,75
287,0	271,0	-	2,37	0,03	32,38	67,59	24,04
292,0	276,0	-	2,37	-	27,18	72,82	25,03
299,0	283,0	4,72	2,37	12,33	11,90	83,71	22,72
311,0	295,0	-	2,37	0,04	16,00	84,15	22,43
315,0	299,0	-	2,37	0,37	14,86	84,77	24,33
325,0	309,0	4,69	2,03	0,88	19,16	80,87	23,36
332,0	316,0	4,6	2,03	11,84	12,69	80,51	23,05
342,0	326,0	3,93	2,03	-	29,14	70,86	24,89
347,0	331,0	-	2,03	-	32,63	67,37	27,83
353,0	337,0	3,44	3,83	6,77	20,82	79,30	25,08
363,0	347,0	-	3,83	0,38	18,08	82,23	24,19
370,0	354,0	3,74	3,83	7,87	14,52	84,02	24,59
373,0	357,0	4,07	3,83	2,27	18,86	81,44	25,13
381,0	365,0	4,51	3,83	7,63	10,19	88,40	21,98
390,0	374,0	4,3	15,02	6,65	9,98	89,00	23,30
405,0	389,0	4,27	15,02	32,28	6,61	67,05	22,58

Tiefe orig. [cm]	Tiefe corr. [cm]	Delta ¹⁸ O [‰]	LSR [cm/kyr]	CaCO ₃ [Gew.-%]	GF terr. [Gew.-%]	Feinfrakt. [Gew.-%]	Ström.-intens. [cm/s]
416,0	400,0	4,14	15,02	3,87	16,25	81,16	23,30
420,0	404,0	4,24	15,02	7,45	10,32	86,46	22,92
430,0	414,0	-	15,02	-	16,56	83,44	24,94
437,0	421,0	-	15,02	-	18,95	81,05	24,80
445,0	429,0	-	15,02	-	18,98	81,02	24,80
452,0	436,0	-	15,02	-	19,31	80,69	25,13
458,0	442,0	-	15,02	0,74	21,67	78,58	24,54
463,0	447,0	4,29	15,02	10,77	5,07	90,01	21,98
470,0	454,0	4,19	3,43	23,04	10,73	71,29	22,72

Sauerstoffisotopendaten aus *Vogelsang* (1990)

LSR, CaCO₃, GF terr., Feinfrakt. aus *Henrich* (1992)

Tabelle A-16: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse von Kern 23071.

Tiefe corr. [cm]	Delta ¹⁸ O [o/oo]	LSR [cm/kyr]	CaCo3 [Gew.-%]	GF terr. [Gew.-%]	Feinfrakt. [Gew.-%]	Ström.-intens. [cm/s]
0,5	-	9,80	29,4	0,23	-	21,05
6,5	-	9,80	27,2	-	-	18,75
10	2,48	9,80	-	-	-	20,38
20	2,45	10,22	-	-	-	20,21
35,5	-	10,22	8,8	-	-	19,46
70	3,81	10,22	4,37	15,09	93,4	21,86
80	-	10,22	6,67	21,71	91,1	20,91
89	-	6,67	5,03	6,25	82,3	21,67
94	-	9,24	10,34	8,15	89,3	22,85
-	-	-	-	-	-	23,29
101	-	9,24	3,25	16,99	78,3	22,64
106	-	10,80	8,97	9,65	82,2	23,41
113	-	10,80	6,12	21,45	82,0	22,91
121	-	10,80	10,85	16,03	90,6	23,29
130	4,84	13,33	11,34	17,58	88,4	23,52
140	-	13,07	8,24	8,33	83,5	23,29
151	-	37,04	10,98	9,99	89,5	23,11
160	4,6	37,04	11,38	15,87	88,0	22,27
170	-	7,58	8,94	9,14	87,4	21,92
180	4,54	7,58	9,7	9,73	78,89	23,74
184	-	17,39	11,4	11,29	79,77	24,69
193	-	17,39	10,8	8,48	81,8	24,79
210	-	17,39	8,1	22,98	65,64	21,12
221	-	14,69	8,2	11,22	77,99	21,81
-	-	-	-	-	-	21,34
510	-	3,93	17,20	10,25	85,32	22,20
516	4,08	3,93	-	-	-	22,98
520	-	3,93	30,74	10,12	88,39	21,86
530	-	3,93	29,74	8,02	80,67	22,20
536	3,71	3,93	38,01	3,47	76,67	22,03
544	-	3,93	32,41	6,47	78,91	22,14
-	-	-	-	-	-	21,97
-	-	-	-	-	-	21,34
558	-	2,46	14,34	5,6	83,63	22,35
567	-	2,46	12,90	7,2	82,02	21,92
584	3,74	2,46	24,11	-	87,25	21,67
-	-	-	-	-	-	21,05
596	-	3,59	19,46	13,46	83,58	21,12
604	-	3,59	9,89	6,47	89,07	21,12
610	-	3,59	17,54	-	86,74	21,92
612	3,94	3,59	-	-	-	18,00
620	-	3,28	23,95	7,77	84,98	19,86
634	-	3,28	24,42	4,69	92,48	19,33
644	-	3,28	15,11	4,43	96,60	20,39
650	2,28	3,28	-	-	-	18,36
654	3,22	7,62	17,37	5,14	94,60	20,26
660	-	7,62	2,81	3,4	68,77	24,47
670	2,64	7,62	6,10	5,4	70,04	22,57
680	-	3,96	7,92	30,8	73,69	24,74
682	2,73	3,96	-	-	-	21,92

Tiefe corr. [cm]	Delta ^{18}O [‰]	LSR [cm/kyr]	CaCO ₃ [Gew.-%]	GF terr. [Gew.-%]	Feinfrakt. [Gew.-%]	Ström.-intens. [cm/s]
690	2,86	3,96	14,14	29,01	83,60	22,14
694	-	3,96	9,68	25,88	83,43	23,11
701	-	3,96	12,22	12,99	81,27	23,89
710	4,12	3,96	15,67	15,74	79,84	24,58
730	-	3,94	14,39	19,11	93,07	25,74
738	-	3,94	1,89	10,09	79,72	24,11
743	-	3,94	2,48	6,63	74,54	24,33
748	-	3,94	1,11	20,28	71,74	24,04
756	-	3,94	2,16	24,57	73,57	27,40
763	-	3,94	11,97	28,04	87,90	21,86

Sauerstoffisotopendaten aus *Vogelsang* (1990)

LSR, CaCO₃, GF terr., Feinfrakt. aus *Henrich* (1992)

Tabelle A-17: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse von Kern 17728.

Tiefe orig. [cm]	Delta ¹⁸ O [o/oo]	LSR [cm/kyr]	CaCo3 [Gew.-%]	GF terr. [Gew.-%]	Feinfrakt. [Gew.-%]	Ström.-intens. [cm/s]
0	-	0,83	45,88	28,12	33,39	24,07
5	3,98	0,83	44,97	15,87	46,22	20,15
10	4,02	2,59	11,43	23,33	69,58	23,65
15	4,64	2,08	12,16	21,75	72,49	23,71
20	4,45	2,08	11,22	16,84	76,12	23,32
25	4,44	2,08	7,83	9,55	89,42	23,26
30	3,31	1,86	7,38	9,41	87,86	22,11
100	4,54	1,67	2,85	12,00	88,12	20,94
105	4,41	1,67	4,98	16,48	82,22	21,70
110	4,42	1,11	11,69	19,55	72,92	22,38
115	4,23	1,11	13,29	19,48	71,36	20,15
120	3,98	0,50	8,40	18,87	75,27	20,76
125	4,14	0,37	10,35	22,00	71,29	21,15
130	3,97	0,77	25,22	6,81	70,75	21,63
135	-1,12	2,08	22,54	12,80	66,49	21,89
145	3,46	2,08	42,88	5,22	54,82	19,95
150	3,56	2,08	12,12	17,70	73,46	22,05
155	3,35	2,08	1,10	14,60	84,73	24,56
160	2,74	0,83	2,20	27,85	70,97	24,29
165	-	3,29	4,86	19,60	78,83	23,14
175	-	3,29	0,08	26,17	73,87	22,60
180	4,25	3,29	9,26	16,94	76,77	25,47
185	4,37	3,29	8,61	15,69	78,75	23,20
190	3,83	1,38	0,84	34,92	64,55	25,16
195	4,02	1,38	0,40	32,70	67,05	25,21
200	-	1,38	0,06	36,71	63,33	24,92
205	4,51	1,38	4,03	22,53	74,11	24,50
210	4,53	1,38	4,51	17,56	79,84	22,60
220	4,37	1,38	7,31	21,71	73,09	23,60
230	3,98	2,31	0,88	19,46	81,19	22,23
240	4,59	2,31	0,11	18,35	81,68	22,05
245	-	2,31	0,16	17,45	82,50	22,16
250	-	2,31	0,13	18,04	81,96	23,44
260	-	2,31	1,35	6,39	93,58	21,50
265	4,21	1,67	1,75	6,06	93,84	21,50
275	3,99	1,02	11,34	11,70	79,00	22,38

Sauerstoffisotopendaten, LSR, CaCO₃, GF terr., Feinfrakt. aus Söding (1990)

Tabelle A-18: Variablenmatrix für die Faktorenanalyse von Kern 21906.

Tiefe orig. [cm]	Delta ¹⁸ O [o/oo]	LSR [cm/kyr]	CaCo3 [Gew.-%]	GF terr. [Gew.-%]	Feinfrakt. [Gew.-%]	Ström.-intens. [cm/s]
0	3,69	0,64	16,66	44,46	43,34	22,81
5,5	3,26	3,70	24,44	27,19	53,05	21,94
10,5	3,45	3,70	12,30	34,7	57,39	22,45
15,5	3,37	3,70	2,47	35,86	79,49	22,53
20,5	3,7	3,70	2,47	31,18	66,94	24,22
25,5	3,62	3,56	17,51	44,52	40,17	24,62
35,5	-	3,56	11,08	19,12	77,12	23,32
40,5	4,56	0,41	5,31	36,56	61,68	23,49
170,5	3,98	0,28	5,59	27,95	70,49	23,20
175,5	3,44	0,85	11,27	1,08	95,00	21,83
180,5	4	0,85	19,82	58,09	24,33	23,49
185,5	4,05	0,59	8,61	8,54	85,92	23,26
190,5	3,63	0,88	5,17	16,06	81,16	21,15
195,5	3,75	0,88	8,31	19,04	76,39	23,55
200,5	3,83	1,70	8,16	48,02	47,14	23,26
205,5	3,77	1,70	15,77	28,29	58,42	22,05
210,5	3,67	1,70	16,93	40,90	44,61	23,20
215,5	3,46	1,70	17,89	19,41	64,81	21,15
220,5	3,17	5,70	14,06	10,97	77,33	21,22
225,5	4,05	5,70	12,35	54,50	35,83	22,60
230,5	4,01	5,70	4,66	63,87	33,75	23,44
235,5	3,09	0,54	0,08	30,58	70,71	24,56
240,5	3,68	4,28	0,78	43,63	57,02	23,60
245,5	3,88	4,28	0,04	24,36	75,82	24,00
250,5	3,87	4,28	0,13	29,65	70,38	24,51
255,5	4,13	4,28	2,07	33,56	65,57	25,21
260,5	4,24	1,39	13,87	27,80	61,01	24,51
265,5	4,03	1,39	21,26	38,32	41,37	22,95
270,5	3,82	0,49	17,38	43,55	41,58	24,15
275,5	-	0,58	15,65	47,36	38,12	23,85
280,5	4,15	0,58	8,02	30,50	63,64	23,14
285,5	-	0,58	1,03	18,11	81,72	24,22
295,5	3,57	0,58	33,72	28,71	39,51	22,05
300,5	3,64	5,35	45,82	6,36	49,48	21,83
310,5	-	5,35	12,63	20,67	69,12	20,85
315,5	-	0,67	1,34	6,74	93,38	20,85

Sauerstoffisotopendaten, LSR, CaCO₃, GF terr., Feinfrakt. aus Hamich (1990)

Tabelle A-19: Kerntiefen, die im Korngrößenspektrum $>37\ \mu\text{m}$ in der Sedimentationswaage und $< 63\ \mu\text{m}$ im Sedigraphen gemessen wurden.

17728	21906	23059	23065	23071	23244	23352
0,5 GKG	0,5 GKG	0,5 GKG	1,5 GKG	0,5 GKG	-	1,5 GKG
7,5 GKG	5,5 GKG	10,5 GKG	10,5 GKG	35,5 GKG	19	24 GKG
13,5 GKG	24 GKG	24 GKG	25,5 GKG	93	40,5	30
16 GKG	28,5 GKG	29 GKG	29 GKG	100,5	44,5	46
30,5	43 GKG	69	62,5	224	64	75
110	172,5	163,5	176,5	516	149	175
119	175,5	174	183,5	545	170	190
127,5	184,5	184	195,5	556	192,5	193,5
130,5	190,5	196	202,5	585	197	196,5
136,5	200,5	202	218,5	612,5	211	200
160,5	220,5	212	238	651,5	221	230
162,5	235,5	220	247,5	670	229	235
175,5	236,5	224	273	681,5	238	240
188	260,5	237,5	311	709,5	253	250
191,5	270,5	270	353	739	261	272,2
206	272,5	290	381		268	284,5
263	295	347	471,5		294	325

Aus Großkastengreifern entnommene Proben sind mit GKG markiert.
Alle anderen Proben stammen aus Kastenloten.

Tabelle A-20: Parameter der Turbidite.

Position	Hangneigung [°]	Strömungsgeschw. Turbidit [cm/s]	Dichte der Suspension [g/ccm]	Prozentuale Dichte [%]
17724-1	0,92	79,92	1,0282	0,1426
17725-1	0,39	176,83	1,0440	1,6805
17726-1	0,71	100,73	1,0297	0,2939
17729-1	0,27	129,67	1,0399	1,2836
17730-2	1,91	41,27	1,0269	0,0183
17732-2	0,41	124,47	1,0347	0,7772
17738-2	0,40	218,75	1,0528	2,5367
21846-3	1,19	53,27	1,0272	0,0492
21855-1	2,71	22,33	1,0268	0,0038
21865-1	1,70	68,49	1,0273	0,0568
21875-7	3,23	40,72	1,0268	0,0105
21880-3	5,71	40,03	1,0268	0,0057
21882-1	0,91	56,16	1,0275	0,0709
21892-1	2,55	19,01	1,0268	0,0029
21893-1	1,27	41,99	1,0270	0,0284
21901-1	0,67	115,27	1,0309	0,4113
21902-3	1,02	272,25	1,0422	1,5107
21904-1	1,37	40,73	1,0270	0,0249
21908-1	0,72	105,58	1,0300	0,3203
21909-1	0,75	99,68	1,0295	0,2731
21910-1	0,53	119,34	1,0324	0,5553
2215-2	3,50	15,90	1,0267	0,0015
23055-2	4,17	20,21	1,0267	0,0020
23069-2	1,56	49,78	1,0271	0,0326
23342-3	2,78	30,80	1,0268	0,0070
23421-4	0,80	132,46	1,0314	0,4547
23423-3	2,00	15,75	1,0268	0,0025
23453-1	0,46	241,25	1,0540	2,6525
23455-2	0,76	115,55	1,0304	0,3607
23458-3	0,49	148,30	1,0363	0,9312
23459-2	0,88	112,05	1,0297	0,2941
23244	0,49	149,53	1,0365	0,9549

Tabelle A-21: Verzeichnis der auf den Disketten gespeicherten Sinkgeschwindigkeits- und Korngrößenverteilungen (einzusehen im Sonderforschungsbereich 313 der Universität Kiel).
Die Sinkgeschwindigkeits- und Korngrößenverteilungen liegen auf DOS-formatierten Disketten als MICROSOFT WORD 2.0-Dateien in komprimierter Form vor. Die komprimierten Dateien sind selbstentpackende EXE-Files, d. h. die Datei entpackt sich bei Aufruf des Dateinamens incl. EXE Erweiterung selbst in ein Unterverzeichnis namens Anhang auf dem Laufwerk, von dem aus die EXE-Datei aufgerufen wurde.

Beispiel:

Der Aufruf der Datei 23071a63.exe von Diskette 1 unter dem Verzeichnis C:/ erzeugt die Datei 23071a63.doc in dem Unterverzeichnis C:/anhang/.

Diskette 1 enthält folgende Dateien:

Dateiname:	Inhalt:
23071a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23071.
23244a37.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23244.
23244a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23244.
23352a37.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23352.
23352a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23352.
23353a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23353.

Diskette 2 enthält folgende Dateien:

Dateiname:	Inhalt:
17728a37.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 17728.

17728a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 17728.
21906a37.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 21906.
21906a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 21906.
23059a37.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23059.
23059a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23059.
23065a37.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23065.
23065a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23065.
23071a37.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23071.

Diskette 3 enthält folgende Dateien:

Dateiname:	Inhalt:
-------------------	----------------

23454a63.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23454.
hcl17728.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der karbonatfreien >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 17728.
hcl21906.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der karbonatfreien >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 21906.
hcl23059.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der karbonatfreien >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23059.
hcl23065.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der karbonatfreien >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23065.
hcl23071.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der karbonatfreien >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23071.

hcl23244.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der karbonatfreien >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23244.
hcl23352.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der karbonatfreien >37 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23352.
sed17728.exe	mit dem Sedigraphen gemessene Korngrößenverteilungen der <63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 17728.
sed21906.exe	mit dem Sedigraphen gemessene Korngrößenverteilungen der <63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 21906.
sed23059.exe	mit dem Sedigraphen gemessene Korngrößenverteilungen der <63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23059.
sed23065.exe	mit dem Sedigraphen gemessene Korngrößenverteilungen der <63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23065.
sed23071.exe	mit dem Sedigraphen gemessene Korngrößenverteilungen der <63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23071.
sed23244.exe	mit dem Sedigraphen gemessene Korngrößenverteilungen der <63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23244.
sed23352.exe	mit dem Sedigraphen gemessene Korngrößenverteilungen der <63 µm-Fraktion von Proben aus Kern 23352.

Diskette 4 enthält folgende Dateien:

Dateiname: **Inhalt:**

hcloberf.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion der karbonatfreien Oberflächenproben.
oberfa37.exe	mit der Sedimentationswaage gemessene Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der >37 µm-Fraktion der Oberflächenproben.
sedoberf.exe	mit dem Sedigraphen gemessene Korngrößenverteilungen der <63 µm-Fraktion der Oberflächenproben.